

PAULO CÉSAR POLISELI

**AVALIAÇÃO EXPERIMENTAL DE UM MODELO NUMÉRICO  
PARA O PROCESSO DE REDISTRIBUIÇÃO  
DA ÁGUA NO SOLO**

Dissertação apresentada como requisito  
parcial à obtenção do grau de Mestre.  
Curso de Pós-Graduação em Agronomia  
Setor de Ciências Agrárias, Universidade  
Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. C. L. Prevedello

CURITIBA

1996


**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO CIÊNCIA DO SOLO  
"MESTRADO"**

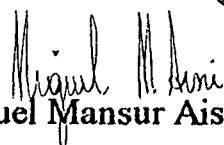
Arq.Polisel3.doc

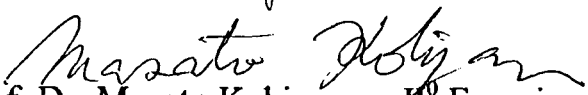
**P A R E C E R**

Os Membros da Comissão Examinadora, designados pelo Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo", para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado, apresentada pelo candidato **PAULO CESAR POLISELI**, com o título: **"Avaliação experimental de um modelo numérico para o processo de redistribuição da água no solo"** para obtenção do grau de Mestre em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo" do Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná, após haver analisado o referido trabalho e arguido o candidato, são de Parecer pela **"APROVAÇÃO"** da Dissertação com média 9,2 conceito **"A"** completando assim, os requisitos necessários para receber o diploma de **Mestre em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo"**.

Secretaria do Curso de Pós-Graduação em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo", em Curitiba 12 de novembro de 1996.

  
Prof. Dr. Celso Luiz Prevedello, Presidente.

  
Prof. M.Sc. Miguel Mansur Aisse, 1º Examinador.

  
Prof. Dr. Masato Kobiyama, 2º Examinador



...livros nas águas correntes, lições nas pedras,  
e o bem em toda a parte.

W. SHAKESPEARE

À minha querida esposa Cláudia  
e à nossa filha Natália.

**DEDICO**

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Professor Dr. Celso Luiz Prevedello, pela orientação, apoio e amizade.

Aos meus pais Nelson e Helena, por todo o esforço e dedicação na educação de seus filhos.

Aos meus irmãos Marco e Cristiane, por todo o apoio e incentivo.

À Universidade Federal do Paraná, pela oportunidade de realização do curso.

Aos Professores do Curso de Pós-Graduação em Agronomia, Área de Concentração em “Ciência do Solo” da UFPR, pelos ensinamentos recebidos.

À Fundação Mokiti Okada, pela liberação para realização do curso.

Aos funcionários do Departamento de Solos, em especial ao Gerson, D. Elda e Valdina.

Aos amigos do curso, em especial: Etelvino, Maurício e Nerilde, pelos bons momentos compartilhados, apoio e amizade.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudos.

## SUMÁRIO

<b>LISTA DE QUADROS.....</b>	<b>vii</b>
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>vii</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>ix</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>x</b>
<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2 REVISÃO DA LITERATURA.....</b>	<b>3</b>
<b>3 CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS.....</b>	<b>11</b>
3.1 EQUAÇÃO DE BUCKINGHAM-DARCY PARA A DENSIDADE DE FLUXO NÃO-SATURADO.....	11
3.2 LINEARIZAÇÃO DA EQUAÇÃO DE RICHARDS, SEGUNDO PREVEDELLO (1996).....	12
<b>4 MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>21</b>
4.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	21
4.2 EXPERIMENTO EM DUNA DE AREIA (DADOS FORNECIDOS POR CHO et al., 1977).....	22
4.3 EXPERIMENTO EM LATOSSOLO VERMELHO AMARELO TEXTURA MÉDIA (DADOS FORNECIDOS POR LIBARDI, 1978).....	23
4.3.1 CÁLCULO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA.....	26
4.4 ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS INDEPENDENTES DA EQUAÇÃO DE VAN GENUCHTEN (1980).....	29
4.5 PROGRAMA DE COMPUTAÇÃO.....	31
4.6 ANÁLISE ESTATÍSTICA.....	32

<b>5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>34</b>
5.1 EXPERIMENTO EM DUNA DE AREIA (DADOS DE CHO et al., 1977).....	34
5.1.1 PERFIS DE UMIDADE E DE TENSÃO DA ÁGUA NA AREIA EM FUNÇÃO DO TEMPO.....	34
5.1.2 PERFIS DE UMIDADE E DE TENSÃO DA ÁGUA NA AREIA EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE.....	38
5.1.3 DENSIDADE DE FLUXO EM FUNÇÃO DO TEMPO.....	41
5.2 EXPERIMENTO EM LATOSSOLO VERMELHO AMARELO TEXTURA MÉDIA (DADOS DE LIBARDI, 1978).....	43
5.2.1 PERFIS DE UMIDADE E DE TENSÃO DA ÁGUA NO SOLO EM FUNÇÃO DO TEMPO.....	43
5.2.2 PERFIS DE UMIDADE E DE TENSÃO DA ÁGUA NO SOLO EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE.....	47
5.3 DESEMPENHO DO MODELO DE PREVEDELLO (1996) - AREIA MARINHA VERSUS LATOSSOLO VERMELHO AMARELO TEXTURA MÉDIA.....	50
<b>6 CONCLUSÕES.....</b>	<b>53</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>55</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>71</b>

## LISTA DE QUADROS

1-Análise mecânica, classe textural e massa específica do solo seco, para o latossolo vermelho amarelo textura média.....	24
2-Valores médios (10 repetições) da condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) (cm/h), medidos no permeâmetro de carga constante, para as diversas profundidades (z).....	27
3-Parâmetros independentes da equação de van GENUCHTEN (1980) estimados a partir de análise de regressão não-linear pelo método dos quadrados mínimos, conforme BORATTO (1987), para a areia, nas diferentes profundidades (z).....	30
4-Parâmetros independentes da equação de van GENUCHTEN (1980) estimados a partir de análise de regressão não-linear pelo método dos quadrados mínimos, conforme BORATTO (1987), para o latossolo vermelho amarelo textura média, nas diferentes profundidades (z).....	31

## LISTA DE FIGURAS

1-Diagrama do sistema de carga constante (permeâmetro), para a medida da condutividade hidráulica saturada.....	28
2-Perfis de umidade em função do tempo para o experimento em duna de areia, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de CHO et al. (1977). As letras a, b, ..., l indicam as profundidades de 0,05; 0,10; ...; 1,00 m respectivamente.....	36
3-Perfis de tensão da água na areia em função do tempo, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de CHO et al. (1977). As letras a, b, ..., l indicam as profundidades de 0,05; 0,10; ...; 1,00 m respectivamente.....	37
4-Pefil de umidade em função da profundidade para o experimento em duna de areia, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996), e dados de campo de CHO et al. (1977), para os tempos de 5 e 30 minutos e de 1, 6 e 168 horas.....	39



5-Perfil de tensão da água na areia em função da profundidade, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de CHO et al. (1977), para os tempos de 5 e 30 minutos e de 1, 6 e 168 horas.....	40
6-Densidade de fluxo em função do tempo, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de CHO et al. (1977). As letras a, b, c,..., l indicam as profundidades de 0,05; 0,10; ...; 1,00 m respectivamente.....	42
7-Perfis de umidade em função do tempo para o experimento em latossolo vermelho amarelo textura média, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de LIBARDI (1978). As letras a, b, ..., i indicam as profundidades de 0,15; 0,30; ...; 1,35 m respectivamente.....	45
8-Perfis e tensão da água no solo em função do tempo, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de LIBARDI (1978). As letras a, b, ..., i indicam as profundidades de 0,15; 0,30; ...; 1,35 m respectivamente.....	46
9-Perfil de umidade em função da profundidade para o experimento em latossolo vermelho amarelo textura média, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de LIBARDI (1978), para os tempos de 1, 12, 120 e 480 horas.....	48
10-Perfil de tensão da água no solo em função da profundidade, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de LIBARDI (1978), para os tempos de 1, 12, 120 e 480 horas.....	49
11-“Família” de curvas características de retenção da água no solo, obtidas a partir de dados de campo de LIBARDI (1978), para o latossolo vermelho amarelo textura média, para as profundidades de 0,15; 0,30; ...; 1,35 m.....	52

## RESUMO

Para simular o processo transiente da redistribuição da água no solo, para a direção vertical, PREVEDELLO (1996) desenvolveu um modelo numérico em linguagem BASIC de programação (Beginner's All-purpose Symbolic Instructional Code). O desenvolvimento do modelo baseou-se na linearização da equação de RICHARDS (1931), à qual governa o movimento da água no solo, através da utilização de uma simplificação da relação entre a condutividade hidráulica e a tensão da água ( $K(\psi_m)$ ), sugerida por van GENUCHTEN (1980), e aliando a utilização da técnica iterativa de Newton-Raphson para solução de equações não-lineares. Para testar o desempenho do modelo em prever a variação em umidade ( $\theta$ ) e tensão da água ( $\psi_m$ ) no tempo e no espaço, foram escolhidos dados da literatura de dois materiais porosos com diferentes propriedades hidráulicas. Dessa forma, foram escolhidos uma areia marinha estudada por CHO et al. (1977) e um latossolo vermelho amarelo textura média, estudado por LIBARDI (1978). Os resultados encontrados permitiram as seguintes conclusões: (i) em ambos os materiais porosos estudados o desempenho do modelo foi altamente satisfatório, onde os perfis de umidade e de tensão da água transladaram-se satisfatoriamente no tempo; (ii) o modelo também foi capaz de prever muito bem o comportamento da densidade de fluxo em função do tempo; (iii) os maiores desvios do modelo em relação aos de campo foram encontrados nos tempos iniciais do processo de redistribuição da água, devido à limitação da teoria pela simplificação realizada na equação de van GENUCHTEN (1980) por PREVEDELLO (1996), muito embora esses desvios representem apenas 0,2 % do tempo total estudado no experimento em duna de areia, e 2,5 % para o latossolo; (iv) o desempenho do modelo foi ligeiramente superior para a areia marinha em relação ao latossolo, devido, provavelmente, à maior homogeneidade nas propriedades hidráulicas da areia.

## ABSTRACT

To simulate the transient process of the redistribution of water in the soil, to the vertical direction, PREVEDELLO (1996) developed a numeric model in BASIC language of program (Beginner's All-purpose Symbolic Instructional Code). The development of the model was based on the linearization of RICHARD'S equation (1931), that rules the movement of water in the soil, through the use of a simplified relation between the hydraulic conductivity and the water tension ( $K(\psi_m)$ ), proposed by van GENUCHTEN (1980), and allying the use of the iterative technique of Newton-Raphson to the solution of non-linear equations. To test the performance of the model in prediction of water content ( $\theta$ ) and tension ( $\psi_m$ ) in time and space, data was chosen from literature of two porous materials with different hydraulic properties. This study choosed marine sand studied by CHO et al. (1977) and a sandy phase red yellow latosol (*Haplustox*) studied by LIBARDI (1978). The obtained results allowed the following conclusions: (i) in both porous materials studied the behaviour of the model was highly satisfactory, where the profiles of humidity and the water tension aligned satisfactorliy in the time; (ii) the model was also able to predict very well the behaviour of the density of the flux in relation to time; (iii) the largest deviations of the model in relation to those of the field were found at the initial times of the process of redistribution of water, due to the limitation of the theory by simplification in van GENUCHTEN's equation (1980), performed by PREVEDELLO (1996), though these deviations represent only 0,2 % of the total time studied over the experiment in sand dune, and 2,5 % for latosol; (iv) the performance of the model was slightly superior for the marine sand in relation to that for the latosol, probably due to the higher homogeneity of the hidraulic properties in the sand.

# 1 INTRODUÇÃO

Quando cessa a chuva ou irrigação e a reserva de água da superfície do solo se esgota, o processo de infiltração chega ao fim. O movimento da água dentro do perfil, por outro lado, não cessa imediatamente e pode persistir por muito tempo. Esse movimento pós-infiltração é denominado drenagem interna ou redistribuição. Esse processo se caracteriza em aumentar a umidade de camadas mais profundas pela água contida nas camadas superficiais inicialmente umedecidas.

A importância desse processo reside no fato dele determinar a quantidade de água retida a cada instante pelas diferentes camadas no perfil do solo, água esta que fica disponível às plantas. A velocidade e a duração do processo determinam a capacidade efetiva de armazenamento do solo, propriedade esta de vital importância na economia de água às plantas. A compreensão e avaliação do processo de redistribuição da água no solo também é muito útil nos estudos de irrigação, drenagem, erosão, biologia, lixiviação de elementos químicos e orgânicos, poluição do solo e da água, dentre outros.

A avaliação desse processo a campo demanda considerável tempo e apreciável custo, porque as propriedades hidráulicas do solo sofrem extensa variabilidade espacial e frequentes alterações no tempo.

A utilização de modelagem matemática para avaliação desse processo, aliando recursos de computação no estudo da dinâmica da água no solo, onde se utiliza parâmetros mais facilmente mensuráveis, acelera os trabalhos de pesquisa científica, obtendo, desta forma, informações rápidas sem demandar altos investimentos, podendo ainda ser um poderoso instrumento de avaliação para técnicos de áreas afins ou interessados em estudos hidrológicos, mediante uso de programa de computação de fácil acesso e manuseio.

O presente trabalho tem como objetivo avaliar o desempenho de um modelo numérico desenvolvido por PREVEDELLO (1996), escrito na linguagem BASIC de programação (Beginner's All-purpose Symbolic Instructional Code), que tem a capacidade de simular o processo de redistribuição da água no solo, através da comparação de dados de campo obtidos em estudos do processo de redistribuição em duna de areia e em um latossolo vermelho amarelo textura média, efetuados por CHO et al. (1977) e LIBARDI (1978), respectivamente.

## 2 REVISÃO DA LITERATURA

Segundo REICHARDT (1988), toda a água adicionada ao solo distribui-se dentro dele de acordo com estados de energia definidos pelo potencial total de água. O movimento dá-se de acordo com as distribuições das condutividades hidráulicas e dos gradientes de potencial hidráulico, nos diferentes pontos do sistema. Nomeia-se este movimento pós-infiltração de redistribuição da água no solo ou drenagem interna, que ocorre em regime transiente, onde a umidade e a tensão da água no solo variam no tempo e no espaço.

HILLEL (1971) argumenta que a velocidade e a duração do fluxo descendente no perfil do solo, durante a redistribuição, determina a capacidade efetiva do armazenamento de água no solo, não existindo, contudo, uma quantidade fixa nem sendo uma propriedade estática, mas um fenômeno temporário determinado pela dinâmica do fluxo de água no solo. Por isso, na ausência de lençol freático, o processo de redistribuição é contínuo, isto é, para uma profundidade qualquer do solo a umidade varia indefinidamente em taxas progressivamente menores no tempo.

O processo de redistribuição, portanto, engloba-se no estudo da dinâmica da água em meios porosos, envolvendo a utilização de equações e relações matemáticas, muitas vezes complexas e geralmente utilizadas em determinadas situações específicas, que permitem a descrição, avaliação e compreensão do processo físico.

A primeira equação que possibilitou a quantificação da densidade de fluxo foi elaborada por DARCY (1856), que trabalhou com colunas de areia saturada com água. Essa equação, conhecida como equação de Darcy, simplesmente estabelece que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área, através de um meio poroso, é igual ao produto da condutividade hidráulica do meio pelo gradiente de potencial hidráulico. Nessa

equação, a condutividade hidráulica é uma constante e representa uma propriedade do meio em transmitir água.

SLICHTER (1899) combinou a equação de Darcy com a equação da continuidade<sup>1</sup>, gerando a clássica equação de Laplace, que é a equação diferencial geral para o fluxo da solução sob condição saturada.

Embora o estudo da dinâmica da água em condição de saturação seja importante, o solo, geralmente, não se encontra nesta situação, principalmente sob o ponto de vista agrícola.

Em condições de não-saturação, o escoamento é desuniforme, ou seja, o fluxo se modifica com o tempo, os poros ocupados por ar reduzem a área efetiva ao fluxo remanescente, implicando numa menor condutividade hidráulica com o decréscimo da umidade ou tensão da água nos meniscos dos poros. Com base em argumentos deste tipo, BUCKINGHAM (1907), sem citar o trabalho de DARCY (1856), introduziu os conceitos de condutividade hidráulica não-saturada e potencial matricial, verificando a relação funcional entre essas duas e a umidade do solo, com base em equações<sup>2</sup> de fluxo de calor e eletricidade, apresentando uma equação de fluxo semelhante à de Darcy, com a diferença de possuir essas duas funções.

SWARTZENDRUBER (1969), para retificar a omissão de referência à DARCY (1856), no trabalho de BUCKINGHAM (1907), tem chamado essa relação de fluxo de água em solo não-saturado como equação de Buckingham-Darcy.

RICHARDS (1931) combinou a equação de Buckingham-Darcy com a equação da continuidade e obteve a equação diferencial geral que descreve o movimento da água em solos

---

<sup>1</sup> Estabelece que não pode haver criação nem destruição de massa, ou seja, é a equação de conservação da matéria.

<sup>2</sup> Equações de deslocamento ou transportes lineares da física clássica, inclusive Lei de Ohm (a corrente elétrica, ou o regime de escoamento dos elétrons, é proporcional ao gradiente de potencial elétrico) e a Lei de Fourier (o regime de condução do calor é proporcional ao gradiente de temperatura, ou potencial de calor).

não-saturados, em regime transiente, a qual é conhecida na literatura de ciência do solo como equação de Richards. A solução analítica dessa equação é extremamente complexa, devido a não linearidade, ou seja, a condutividade hidráulica na equação é função da variável dependente umidade ou tensão da água no solo, que por sua vez é função da posição no espaço e no tempo. Equações assim, normalmente, só admitem solução analítica quando se faz alguma simplificação capaz de linearizá-las.

Outro fator de dificuldade é que o processo de redistribuição envolve histerese, ou seja, a parte superior do solo está em fase de secagem (dessorção) e a parte inferior em fase de umedecimento (sorção) e, neste caso, a relação entre a pressão da água e a umidade do solo será diferente nas distintas profundidades e variável com o tempo. Segundo HILLEL (1971), isto ocorre mesmo em um perfil homogêneo de solo e, geralmente, contribui para retardar a velocidade de redistribuição.

Como a histerese está sempre envolvida, MILLER & KLUTE (1967) sugerem que a equação de Richards seja escrita de uma forma diferente, adicionando-se um índice que se refere a função histerese junto à condutividade e umidade. Este fato complica ainda mais e torna muito difícil a descrição matemática do processo de redistribuição. Contudo, segundo KIRKHAM & POWERS (1972), REICHARDT (1975), HILLEL (1980), LIBARDI (1995), dentre outros, admite-se a possibilidade de considerar o efeito da histerese nulo, mediante certas condições experimentais, que podem ser encontradas em CHO et al. (1977) e em LIBARDI (1978) e que, basicamente, seria a utilização de um plástico protetor na superfície do solo para evitar evaporação e infiltração, com ausência de raízes, e iniciando as avaliações a partir da saturação do perfil. Desta forma, analisa-se o processo de redistribuição somente sob o aspecto da ocorrência da dessorção. Conforme HILLEL (1980), geralmente se trabalha com a curva de dessorção e raramente com a de sorção, devido a maior dificuldade de determinação da última.



Levando-se em consideração ou não o fenômeno da histerese, a equação de Richards continua a apresentar complexidade para sua solução analítica pois, de acordo com KLUTE (1973), num processo dinâmico as condições iniciais e de contorno não são constantes e a geometria do fluxo é complexa. Além disso, geralmente não há uniformidade nas propriedades hidráulicas do solo e as soluções analíticas não são disponíveis, devendo-se recorrer a soluções numéricas e, devido a isso, a maioria das contribuições científicas no campo da redistribuição baseia-se nessas soluções. Esses métodos numéricos, segundo PREVEDELLO (1996), podem ser utilizados, de modo geral, com a adoção de intervalos temporais e incrementos espaciais suficientemente pequenos a ponto de se poder admitir a condutividade hidráulica como uma constante dentro do intervalo de tempo, ou linearização da equação de Richards no espaço mediante o emprego de equações analíticas que convertem uma função em outra, com o uso de uma técnica iterativa para resolver uma equação não linear no tempo.

KLUTE (1952) foi o primeiro a utilizar o recurso da técnica numérica no estudo do fluxo de água em condições de não-saturação. KLUTE (1952) trabalhou em laboratório com colunas de areia para simular o processo de infiltração horizontal, baseando-se em uma técnica iterativa para solução de uma equação de difusão não linear.

DAY & LUTHIN (1956), utilizando um método de aproximação numérica para resolver um problema específico de drenagem em colunas de areia, introduziram o princípio da diferença finita no estudo dos problemas da água no solo. Muito embora os autores reconheçam a imperfeição do método utilizado para o caso estudado, devido às discrepâncias com os resultados experimentais, foi possível obter uma estimativa aproximada do processo de drenagem, demonstrando-se ainda que uma equação diferencial parcial não linear, pode ser aproximada por diferença finita.

Após as primeiras contribuições científicas no campo da dinâmica da água em solos não-saturados envolvendo métodos numéricos de solução, surgiram inúmeras publicações com exemplos de linearização da equação de Richards para os mais variados fins e situações, quase sempre sem acompanhar observações de campo. Aquelas soluções que tem sido realizadas em conjunção com trabalhos experimentais tem sido, usualmente, realizados em estudos laboratoriais, objetivando a exploração da validação da teoria de fluxo e que, conforme KLUTE (1973), esses estudos tem sido encorajados devido aos avanços em informática, principalmente no que se refere à velocidade de resolução das máquinas.

No campo específico da redistribuição da água no solo, os primeiros trabalhos envolvendo análise numérica tiveram início no final da década de sessenta com RUBIN (1967), REMSON et al. (1967), HANKS et al. (1969) e STAPLE (1969).

Na análise de RUBIN (1967), foi apresentado um modelo numérico para o processo de redistribuição, baseando-se em dados de um experimento em colunas verticais, incluindo o efeito da histerese através de três equações empíricas obtidas a partir dos dados experimentais. Embora essas equações empíricas não possam ser generalizadas, foram úteis para o solo considerado. O método baseou-se nas suposições de que: a) a umidade e a tensão da água no solo para qualquer profundidade e tempo era linear; b) que um elemento do solo que tenha iniciado a dessorção não umedeceria novamente as camadas superiores; e que c) a histerese em relação à condutividade e umidade poderia ser negligenciada. A solução numérica baseou-se em pequenos incrementos de tempo e espaço. Os resultados obtidos demonstraram a aplicabilidade do modelo para as situações de contorno e para o solo arenoso estudado.

Já no trabalho de REMSON et al. (1967), procurou-se fornecer uma possibilidade mais ampla de utilização da teoria, através do desenvolvimento de um modelo que, teoricamente, poderia ser utilizado para uma, duas ou três dimensões de fluxo não-saturado, para um solo com propriedade isotrópica e distribuição irregular das condições iniciais e de

contorno. Contudo, a validação da teoria foi efetuada para um caso específico de redistribuição envolvendo evaporação, para a direção vertical, em solo homogêneo com propriedade isotrópica.

Utilizando-se de uma modificação do método numérico empregado por HANKS & BOWERS (1962) para um estudo específico de infiltração vertical e horizontal em solo homogêneo e estratificado, HANKS et al. (1969) desenvolveram um modelo aplicável ao processo de redistribuição, que, como outros autores, utiliza-se de incrementos de tempo e espaço, considerando-se a condutividade hidráulica constante neste intervalo de tempo, envolvendo ainda a histerese com base nas mesmas suposições de RUBIN (1967) para esse fenômeno. Nesse trabalho foram realizadas comparações com dados de um experimento laboratorial em coluna de solo, obtendo-se uma boa aproximação com os dados computados.

Num procedimento delineado para a determinação da difusividade e condutividade na frente de umedecimento após infiltração, baseando-se no perfil de umidade obtido durante a redistribuição, STAPLE (1969) desenvolveu um modelo numérico para a equação de fluxo não-saturado para a avaliação do processo de redistribuição, utilizando a técnica da aproximação por diferença finita. Foi realizada comparação com resultados mensurados de três solos de texturas distintas para poder ter uma boa amplitude nos resultados. A comparação dos dados mensurados com aqueles provenientes da utilização do modelo foi satisfatória.

Posteriormente, PERRENS & WATSON (1977) desenvolveram um modelo bi-dimensional para o movimento da água em material poroso homogêneo e não-saturado, num estudo sequencial envolvendo infiltração e redistribuição, na qual a superfície do fluxo é espacialmente irregular, procurando simular a situação que pode ocorrer durante uma operação de irrigação por aspersão. Eles descreveram o comportamento do regime de fluxo com referência a dois materiais porosos com características hidráulicas contrastantes. Esses autores comprovaram a validade do método utilizando a aproximação por diferença finita e

uma técnica iterativa conhecida como ADI (alternância implícita de direção), que foi desenvolvida em uma indústria de petróleo por PEACEMAN & RACHFORD (1955) e por DOUGLAS et al. (1959), ambos citados por PERRENS & WATSON (1977).

PALL et al. (1981) apresentaram um método simplificado para a técnica de diferença finita, num estudo de fluxo transiente, vertical, em solos homogêneos e estratificados, para avaliação da infiltração e redistribuição, baseando-se em um princípio similar ao desenvolvido em trabalhos de condução e difusão de calor em sistemas bioquímicos e biológicos. O sistema de fluxo foi dividido em um número de elementos e os princípios da equação de Darcy e de balanço de massa foram aplicados para cada elemento para se obter a condição de umidade em cada intervalo de tempo. Os dados necessários para serem utilizados no modelo, bem como os resultados de um outro modelo numérico para comparação de sua performance, foram extraídos de HANKS & BOWERS (1962), obtendo-se coeficientes de correlação variando desde 0,92 até 0,98 à um nível de 5 % de significância para os solos estudados.

ARMSTRONG & WILSON (1983) desenvolveram um modelo numérico para estudar o comportamento do fluxo a partir de uma fonte pontual de irrigação por gotejamento, avaliando a distribuição de umidade antes e depois da infiltração no perfil de um solo arenoso e estratificado “in situ”, obtendo-se resultados semelhantes aos de campo. O método utilizado foi baseado em uma modificação da análise numérica para o fluxo bi-dimensional, transiente e para solo homogêneo, efetuada por van der PLOEG & BENECKE (1974), os quais comprovaram sua teoria através da comparação com mensuramentos de campo obtidos por BRESLER et al. (1971). Os dados das propriedades hidráulicas para o modelo de ARMSTRONG & WILSON (1983) foram obtidos à campo, através do método do perfil instantâneo (HILLEL, 1972). A solução baseou-se em incrementos de tempo e espaço, utilizando a separação do solo em uma série de elementos finitos.

Em um trabalho mais recente, VELLIDIS & SMAJSTRLA (1992) elaboraram um modelo numérico bi-dimensional, transiente, para solo homogêneo, sem histerese e indeformável, para simular a infiltração, redistribuição e extração de água em um perfil de solo cultivado com a cultura do tomate (*Lycopersicon esculentum*), na presença de lençol freático localizado à 72 centímetros da superfície e simulando um sistema de irrigação por gotejamento. A solução da equação de Richards foi baseada em um método de aproximação por diferença finita e incrementos de tempo e espaço utilizado por HAVERKAMP et al. (1977), que aplicaram a teoria para um estudo em uma dimensão, para um caso específico de infiltração. A habilidade do modelo em prever o comportamento do fluxo da água no solo sob condições de campo foi validada pela comparação do movimento da água simulado em condições encontradas em um estudo realizado em lisímetros por VELLIDIS et al. (1990).

Finalmente, PREVEDELLO (1996) desenvolveu um modelo numérico para simular o processo transiente da redistribuição do fluxo de água no solo, empregando para a solução da equação de Richards o argumento de JURY et al. (1991) sobre a possibilidade da forma integrada da equação de Buckingham-Darcy poder produzir uma expressão analítica para a densidade de fluxo em “steady-state”, a partir da forma funcional conhecida da condutividade hidráulica em função da tensão da água no solo. Então, PREVEDELLO (1996) utilizou a relação entre a condutividade hidráulica e a pressão da água no solo sugerida por van GENUCHTEN (1980) que, por sua vez, baseou-se na teoria de MUALEM (1976), o que possibilitou a linearização da equação de Richards no espaço. Com essa linearização, PREVEDELLO (1996) utilizou a técnica iterativa de Newton-Raphson para resolver uma equação não linear no tempo.

### 3 CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS

#### 3.1 EQUAÇÃO DE BUCKINGHAM-DARCY PARA A DENSIDADE DE FLUXO NÃO-SATURADO:

A equação que quantifica a densidade de fluxo numa dimensão através de um meio poroso saturado foi desenvolvida por DARCY (1856), que escrita na forma diferencial é:

$$q = -K \frac{\partial h}{\partial z} \dots\dots\dots(1)$$

Onde  $q$  é a densidade de fluxo saturado de água, isto é, o volume de água que flui por unidade de área e de tempo,  $K$  é a condutividade hidráulica saturada do meio poroso, compreendida como sendo a constante de proporcionalidade entre a densidade de fluxo e o gradiente hidráulico,  $h$  é a energia da água por unidade de peso ou potencial hidráulico, e  $z$  a coordenada de posição. O sinal negativo na equação (1) é para indicar que o sentido do movimento é contrário ao do gradiente hidráulico.

A condutividade hidráulica na equação (1) é uma constante e representa uma propriedade do meio poroso em transmitir água. Em solo não-saturado esta propriedade se torna função da umidade do solo ( $\theta$ ) ou da pressão da água nos meniscos capilares ( $P/\rho g$ ), já que ambas estão relacionadas pela curva de retenção, de tal maneira que a equação (1), para a direção vertical, é reescrita como:

$$q = -K(\psi_m) \frac{\partial h}{\partial z} \dots\dots\dots(2)$$

Onde  $\psi_m = P/\rho g$ , sendo  $\psi_m$  o potencial matricial ou pressão da água no solo,  $\rho$  é a massa específica da água;  $g$  a aceleração da gravidade, e  $h = z + P/\rho g$ . A equação (2) foi desenvolvida por BUCKINGHAM (1907), porém é conhecida na literatura de ciência do solo

como equação de Darcy para o fluxo não-saturado ou equação de Buckingham-Darcy em reconhecimento a ambos.

### 3.2 LINEARIZAÇÃO DA EQUAÇÃO DE RICHARDS, SEGUNDO PREVEDELLO (1996):

Partindo da equação de Buckingham-Darcy para a direção vertical e convencionando a coordenada de posição  $z$  para baixo como positivo é que PREVEDELLO (1996) inicia sua análise.

Substituindo  $h = P/\rho g - z$  na equação (2) de Buckingham-Darcy temos:

$$q = -K(\psi_m) \left[ \frac{d\psi_m - dz}{dz} \right] \quad \text{ou}$$

$$q = -K(\psi_m) \left[ \frac{d\psi_m}{dz} - 1 \right] \quad \text{ou}$$

$$q = -K(\psi_m) \frac{d\psi_m}{dz} + K(\psi_m) \quad \text{separando os termos; sendo } q = q_m + q_g, \text{ fica:}$$

$$q_m = -K(\psi_m) \frac{d\psi_m}{dz} \dots\dots\dots(3)$$

$$q_g = K(\psi_m) \dots\dots\dots(4)$$

As equações (3) e (4) referem-se à densidade de fluxo matricial que ocorre nos meniscos dos poros ( $q_m$ ) e à densidade de fluxo devido à componente gravitacional ( $q_g$ ).

JURY et al. (1991) argumentam que se  $K(\psi_m)$  tiver forma funcional conhecida, então a forma integrada da equação de Buckingham-Darcy pode produzir uma expressão

analítica para a densidade de fluxo em “steady-state” (regime não-transiente). Integrando a (3) com base nesta argumentação, entre  $z_{i-1}$  até  $z_i$  e  $\psi_m = -\infty$  até  $\psi_m = \psi_m$  (genérico qualquer), sendo  $z_i > z_{i-1}$ , fica:

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} q_{i-1} dz = \int_{z_{i-1}}^{z_i} \int_{-\infty}^{\psi_m} -K(\psi_m) \frac{d\psi_m}{dz} dz \quad \text{ou}$$

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} q_{i-1} dz = - \left[ \int_{-\infty}^{\psi_m} K(\psi_m) d\psi_m \right]_{z_{i-1}}^{z_i} \dots\dots\dots(5)$$

Na equação (5) será utilizado a função  $K(\psi_m)$  sugerida por van GENUCHTEN (1980), qual seja:

$$K(\psi_m) = K_s \Theta^{1/2} \left[ 1 - \left( 1 - \Theta^{1/m} \right)^m \right]^2 \dots\dots\dots(6)$$

$$\text{Onde } m = 1 - 1/n \text{ e } (0 < m < 1); \Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left[ 1 + (\alpha \psi_m)^n \right]^m}; \text{ onde } K_s \text{ é a}$$

condutividade hidráulica na saturação;  $m$ ,  $n$  e  $\alpha$  são parâmetros independentes de ajuste;  $\theta_r$  e  $\theta_s$  são a umidade residual e na saturação, respectivamente.

A função (6) é extremamente complexa para ser integrada (veja a equação 5), mas segundo PREVEDELLO (1996), a causa dessa complexidade reside no termo unitário da função  $\Theta$  presente no denominador. Se esse termo for desprezado, o que implica que as análises futuras somente serão válidas para  $|\alpha \psi_m| \gg 1$  ou  $|\psi_m| \gg |1/\alpha|$ , então a função  $\Theta$  simplifica-se em:

$$\Theta = \frac{1}{(\alpha \psi_m)^{n.m}} \quad \text{ou}$$



$$\Theta = \frac{1}{(\alpha \psi_m)^\lambda} \quad \text{sendo } \lambda = n \cdot m$$

Essa simplificação na função  $\Theta$ , efetuada por PREVEDELLO (1996), foi utilizada para viabilizar a integração da equação de Buckingham-Darcy com o uso da teoria proposta por van GENUCHTEN (1980), como se constata nas considerações que se seguem. Mesmo assim, PREVEDELLO (1996) retoma a forma original da equação de van GENUCHTEN (1980) quando utiliza o método iterativo de newton-raphson mais adiante (veja equação 13). Essa metodologia foi adotada para evitar uma possível propagação de erros na utilização do modelo numérico. Portanto, a função  $\Theta$ , simplificada por PREVEDELLO (1996) e introduzida na teoria de MUALEM (1976), resulta para  $K(\psi_m)$ :

$$K(\psi_m) = K_s (\alpha \psi_m)^{-2-2,5\lambda} \quad \text{ou}$$

$$K(\psi_m) = K_s \frac{1}{(\alpha \psi_m)^{2+2,5\lambda}} \quad \text{ou}$$

$$K(\psi_m) = \frac{K_s}{(\alpha \psi_m)^{EE}} \dots\dots\dots(7)$$

Sendo  $EE = 2 + 2,5 \lambda$

Inserindo a (7) na (5) e integrando:

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} q_{i-1} dz = - \left[ K_s \int_{-\infty}^{\psi_m} (\alpha \psi_m)^{-EE} d\psi_m \right]_{z_{i-1}}^{z_i} \quad \text{ou}$$

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} q_{i-1} dz = - \left[ K_s \int_{-\infty}^{\psi_m} (\alpha)^{-EE} (\psi_m)^{-EE} d\psi_m \right]_{z_{i-1}}^{z_i} \quad \text{ou}$$

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} q_{i-1} dz = - \left[ K_s (\alpha)^{-EE} \int_{-\infty}^{\psi_m} (\psi_m)^{-EE} d\psi_m \right]_{z_{i-1}}^{z_i} \quad \text{ou}$$

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} q_{i-1} dz = - \left[ K_s (\alpha)^{-EE} \left[ \frac{(\psi_m)^{-EE+1}}{1-EE} \right]_{-\infty}^{\psi_m} \right]_{z_{i-1}}^{z_i} \quad \text{ou}$$

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} q_{i-1} dz = - \left[ K_s (\alpha)^{-EE} \frac{(\psi_m)^{-EE} \psi_m}{1-EE} \right]_{-\infty}^{\psi_m} \Big|_{z_{i-1}}^{z_i} \quad \text{ou}$$

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} q_{i-1} dz = - \left[ \frac{K(\psi_m) \psi_m}{1-EE} \right]_{z_{i-1}}^{z_i} \quad \text{Sendo } q_{i-1} = \text{constante, então:}$$

$$q_{i-1} \int_{z_{i-1}}^{z_i} dz = - \left[ \frac{K(\psi_m) \psi_m}{1-EE} \right]_{z_{i-1}}^{z_i} \quad \text{ou}$$

$$q_{i-1} (z_i - z_{i-1}) = - \left[ \frac{K_i \psi_{mi}}{1-EE_i} - \frac{K_{i-1} \psi_{mi-1}}{1-EE_{i-1}} \right] \quad \text{Sendo } K_i = K_i(\psi_{mi}) \text{ e}$$

$$K_{i-1} = K_{i-1}(\psi_{mi-1})$$

Portanto:

$$q_{i-1} = - \frac{\left[ \frac{K_i \psi_{mi}}{1-EE_i} - \frac{K_{i-1} \psi_{mi-1}}{1-EE_{i-1}} \right]}{(z_i - z_{i-1})} \dots\dots\dots(8)$$

De modo análogo para as profundidades  $z_i$  e  $z_{i+1}$ , sendo  $z_{i+1} > z_i$  e

$K_{i+1} = K_{i+1}(\psi_{mi+1})$ , fica:

$$q_i = - \frac{\left[ \frac{K_{i+1}\psi_{mi+1}}{1-EE_{i+1}} - \frac{K_i\psi_{mi}}{1-EE_i} \right]}{(z_{i+1} - z_i)} \dots\dots\dots(9)$$

Integrando agora a equação da continuidade  $\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z}$  (princípio da conservação da matéria), entre  $z_{i-1}$  e  $z_i$ , sendo  $z_i > z_{i-1}$ , onde  $i$  é a profundidade de interesse, fica:

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = - \int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{\partial q}{\partial z} dz \quad \text{ou}$$

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = -(q_{zi} - q_{zi-1}) \quad \text{ou}$$

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = - \left[ (q_{mi} + q_{gi}) - (q_{mi-1} + q_{gi-1}) \right] \quad \text{onde } q_{mi} = q_i \text{ e } q_{mi-1} = q_{i-1},$$

portanto:

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = -q_{mi} - q_{gi} + q_{mi-1} + q_{gi-1} \dots\dots\dots(10)$$

Agora, substituindo (8), (9) e (4) em (10), fica:

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \frac{\left[ \frac{K_{i+1}\psi_{mi+1}}{1-EE_{i+1}} - \frac{K_i\psi_{mi}}{1-EE_i} \right]}{(z_{i+1} - z_i)} - K_i - \frac{\left[ \frac{K_i\psi_{mi}}{1-EE_i} - \frac{K_{i-1}\psi_{mi-1}}{1-EE_{i-1}} \right]}{(z_i - z_{i-1})} + K_{i-1}$$

Escrevendo o primeiro termo em termos de diferença finita:

$$\frac{(\theta_i^{j+1} - \theta_i^j)}{\Delta t} (z_i - z_{i-1}) = \frac{\left[ \frac{K_{i+1}\psi_{mi+1}}{1-EE_{i+1}} - \frac{K_i\psi_{mi}}{1-EE_i} \right]}{(z_{i+1} - z_i)} - K_i - \frac{\left[ \frac{K_i\psi_{mi}}{1-EE_i} - \frac{K_{i-1}\psi_{mi-1}}{1-EE_{i-1}} \right]}{(z_i - z_{i-1})} + K_{i-1} \dots\dots\dots(11)$$

Na equação (11)  $\Delta t$  é o intervalo de tempo em que ocorre a variação  $\theta_i^{j+1} - \theta_i^j$ , sendo  $\theta_i^{j+1}$  e  $\theta_i^j$  as umidades na profundidade  $i$  nos tempos  $j + 1$  e  $j$ , respectivamente. O primeiro membro da equação (11) assume que a umidade na camada  $z_i - z_{i-1}$  é representada pela umidade da profundidade  $i$ . Esse membro representa a variação de armazenamento de água ocorrida na camada  $z_i - z_{i-1}$  durante o intervalo de tempo  $\Delta t$ . Num perfil de solo com  $i$  profundidades, é necessário encontrar os valores de  $\psi_m$  que satisfazem a igualdade da equação (11) para assegurar o princípio da conservação da matéria em todas essas profundidades, desde  $i = 1$  até  $N$ , onde  $N$  é o número total de profundidades consideradas. E esses valores de  $\psi_m$  que asseguram a igualdade da equação (11) podem ser conhecidos, já que as funções  $K(\psi_m)$  e  $\theta(\psi_m)$  são conhecidas. Dessa forma, a equação de Richards, na qual a condutividade hidráulica é função da variável dependente ( $\theta$  ou  $\psi_m$ ) passa a ser linearizada no espaço. Contudo, ela se apresenta não-linear no tempo. Neste caso, PREVEDELLO (1996) utilizou o método das aproximações sucessivas ou iterativo de Newton-Raphson, que consiste, genericamente, em evoluir da aproximação  $x_k$  para a aproximação  $x_{k+1}$  usando a fórmula  $x_{k+1} = x_k - \frac{f(x_k)}{f'(x_k)}$ , com  $k = 0, 1, 2, \dots$  (BORATTO, 1987; CUNHA, 1993; PREVEDELLO, 1996).

Portanto, para aplicar o método iterativo de Newton-Raphson na equação (11) é necessário derivá-la com respeito à variável dependente  $\psi_m$ . Antes disso, é conveniente expressá-la da seguinte forma:

$$F(i) = 0 = \text{Termo}(A) + \text{Termo}(B) + \text{Termo}(C) + \text{Termo}(D) + \text{Termo}(E) \dots\dots\dots(12)$$

Onde:

$$\text{Termo}(A) = \frac{(\theta_i^{j+1} - \theta_i^j)}{\Delta t} (z_i - z_{i-1})$$

$$\text{Termo}(B) = - \frac{\left[ \frac{K_{i+1}\psi_{mi+1}}{1 - EE_{i+1}} - \frac{K_i\psi_{mi}}{1 - EE_i} \right]}{(z_{i+1} - z_i)}$$

$$\text{Termo}(C) = K_i$$

$$\text{Termo}(D) = \frac{\left[ \frac{K_i\psi_{mi}}{1 - EE_i} - \frac{K_{i-1}\psi_{mi-1}}{1 - EE_{i-1}} \right]}{(z_i - z_{i-1})}$$

$$\text{Termo}(E) = -K_{i-1}$$

Com isso, é necessário encontrar os valores de  $\psi_{mi}$  que tornem  $F(i) = 0$  em todas as profundidades  $i$  de interesse no solo. Para isso, é necessário derivar a equação (12) em relaça

Utilizando a função  $\Theta$  sugerida por van GENUCHTEN (1980 ) para encontrar

$\frac{d\theta}{d\psi_{mi}}$  , resulta para o *Termo (A)*:

$$\frac{d}{d\psi_{mi}}[Termo(A)] = \frac{-\alpha m (\theta_s - \theta_r) \Theta^{1/m} (1 - \Theta^{1/m})^m}{(1 - m) \Delta t} (z_i - z_{i-1}) \dots\dots\dots(13)$$

$$\text{Sendo } \Theta = \frac{1}{\left[1 + (\alpha \psi_{mi})^n\right]^m} \quad \text{e } m = 1 - 1/n$$

*Termo (B)*:

$$\frac{d}{d\psi_{mi}}[Termo(B)] = - \frac{\left[ \frac{K_s}{(\alpha \psi_{mi})^{EE_i}} \right]}{(z_{i+1} - z_i)} = - \frac{K_i}{(z_{i+1} - z_i)} \dots\dots\dots(14)$$

*Termo (C)*:

$$\frac{d}{d\psi_{mi}}[Termo(C)] = \frac{d}{d\psi_{mi}} \frac{K_s}{(\alpha \psi_{mi})^{EE_i}} = \frac{-EE_i K_i}{\psi_{mi}} \dots\dots\dots(15)$$

*Termo (D)*:

$$\frac{d}{d\psi_{mi}}[Termo(D)] = \frac{\left[ \frac{K_s}{(\alpha \psi_{mi})^{EE_i}} \right]}{(z_i - z_{i-1})} = \frac{K_i}{(z_i - z_{i-1})} \dots\dots\dots(16)$$

*Termo (E):*

$$\frac{d}{d\psi_{mi}}[Termo(E)] = 0 \quad (\text{o } Termo(E) \text{ não depende da posição } i).$$

Finalmente, somando algebricamente as equações (13), (14), (15) e (16), resulta

para  $\frac{\partial F(i)}{\partial \psi_{mi}}$ :

$$\frac{\partial F(i)}{\partial \psi_{mi}} = -\frac{\alpha m (\theta_s - \theta_r) \Theta^{1/m} (1 - \Theta^{1/m})^m}{(1 - m) \Delta t} (z_i - z_{i-1}) + \frac{K_i}{z_{i+1} - z_i} - \frac{EE_i K_i}{\psi_{mi}} + \frac{K_i}{z_i - z_{i-1}} \dots (17)$$

As equações (12) e (17), juntamente com as condições de fronteira, devem ser resolvidas para se encontrar  $\psi_m$  e  $\theta$  no final de cada tempo e profundidade de interesse. E elas deverão ser novamente utilizadas para reavaliar esses termos quantas vezes forem necessárias (iterações) até que ocorra a convergência, ou seja, quando  $F$  de cada profundidade se torne suficientemente próximo de zero, como se impõe na equação (12).

## 4 MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS:

Para avaliar o desempenho do modelo numérico desenvolvido por PREVEDELLO (1996), foram utilizados dados da literatura de dois materiais porosos com diferentes propriedades hidráulicas, que foram submetidos a estudos de redistribuição da água. Dessa maneira, foi escolhido uma areia marinha (duna de areia) e um solo denominado de latossolo vermelho amarelo textura média, estudados por CHO et al. (1977) e LIBARDI (1978), respectivamente. Nesses trabalhos, tanto a areia quanto o latossolo vermelho amarelo, foram submetidos às mesmas condições iniciais e de contorno, ou seja, após a saturação do perfil, o mesmo foi coberto na sua superfície com lona plástica, o que permitiu evitar qualquer fluxo na superfície, seja evaporação ou infiltração. Dessa forma, em ambos os casos, a histerese pôde ser desprezada, considerando-se somente a ocorrência do processo de dessorção. Os experimentos foram conduzidos na ausência do lençol freático, devido a sua grande profundidade.

Tanto no experimento em duna quanto no latossolo, os autores não obtiveram dados dos parâmetros hidráulicos na superfície ( $z = 0$ ), exceto para a condutividade hidráulica saturada, em ambos experimentos. Portanto, devido a proximidade espacial, foi considerado no presente trabalho, que os valores dos parâmetros hidráulicos em  $z = 0$  foram os mesmos da camada inicial estudada por CHO et al. (1977) e LIBARDI (1978), ou seja, 0,05 m para a areia e 0,15 m para o latossolo.



#### **4.2 EXPERIMENTO EM DUNA DE AREIA (DADOS FORNECIDOS POR CHO et al.,1977):**

Todos os detalhes da instalação e desenvolvimento experimental nesse solo são apresentados por CHO et al. (1977), de maneira que aqui somente serão fornecidas algumas informações julgadas indispensáveis.

A área experimental utilizada nesse experimento localiza-se dentro do Instituto de Pesquisas de Dunas de Areia, Faculdade de Agricultura, Universidade de Tottori, Japão, próximo a um posto meteorológico, cujas coordenadas geográficas são: 35° 32' de latitude norte, 134° 12' de longitude leste e 23 metros de altitude.

Os dados meteorológicos coletados no posto próximo mostram, em termos médios anuais, que a precipitação para 20 anos (1951-1970) foi de 2009 mm, e a evaporação de 1251 mm. O clima da região é úmido.

A análise da distribuição do tamanho de partículas revela que 10 % do material é constituído de partículas com diâmetro menor que 0,22 mm; 20 % com diâmetro menor que 0,28 mm; 60 % com diâmetro menor que 0,33 mm; e 100 % com diâmetro menor que 0,9 mm. Com base no triângulo textural, o material é classificado como areia, com massa específica de partículas em torno de 2,7 g/cm<sup>3</sup> e massa específica seca em torno de 1,5 g/cm<sup>3</sup>.

O lençol freático nessa duna de areia se encontra a cerca de 30 metros de profundidade.

Foi instalado uma parcela experimental com dimensões de 5 X 5 m, e coberta com uma tenda. Colocou-se um tubo de alumínio para acesso de uma sonda de nêutrons, e uma bateria de 12 tensiômetros nas profundidades de 0,05, 0,10, 0,15, 0,20, 0,30, 0,40, 0,50, 0,60, 0,70, 0,80, 0,90, 1,00 m. Para as primeiras 4 profundidades, os valores de umidade foram obtidos de uma sonda de nêutrons de superfície, e para as demais com uma sonda de nêutrons

de profundidade. Após o solo ter sido previamente saturado e a sua superfície coberta com uma lona plástica (tempo zero do processo de redistribuição da água no solo), as leituras com as sondas e tensiômetros foram processadas por um período de 7 dias, com intervalos de minutos no início do processo, passando a intervalos de horas após a primeira hora, e de dias após o primeiro dia de leituras.

Os dados sumarizados por CHO et al. (1977), da umidade e da tensão da água, em função da profundidade e do tempo de redistribuição, encontram-se respectivamente nos anexos 1 e 2.

A condutividade hidráulica saturada, neste experimento, foi obtida sob condições de infiltração em “steady-state”, correspondendo com a umidade na saturação, para cada profundidade considerada (valores médios de 10 repetições). Esses valores encontram-se no anexo 3.

Com os dados do conteúdo de água para cada profundidade e tempo CHO et al. (1977) calcularam, por meio de equações, a densidade de fluxo da água para cada profundidade de interesse (anexo 4).

#### **4.3 EXPERIMENTO EM LATOSSOLO VERMELHO AMARELO TEXTURA MÉDIA (DADOS FORNECIDOS POR LIBARDI, 1978):**

Da mesma forma como foi apresentado os dados de CHO et al. (1977), todos os detalhes do procedimento experimental para o latossolo encontram-se em LIBARDI (1978), sendo que, as informações mais importantes, pertinentes ao presente trabalho, serão relatadas a seguir.

O solo estudado por LIBARDI (1978) localiza-se dentro do campus da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba,

pertencente à Fazenda Sertãozinho, do Departamento de Solos e Geologia. O clima da região, segundo a classificação de Thornthwaite, é úmido, com pequena oscilação térmica no ano ( $C_2rA'a''$ ).

O quadro 1 apresenta os resultados da análise mecânica, classe textural e massa específica do solo seco.

**Quadro 1. Análise mecânica, classe textural e massa específica do solo seco, para o latossolo vermelho amarelo textura média.**

Profundidade m	% Argila	% Silte	% Areia	Classe Textural	Massa específica do solo seco ( $\text{g.cm}^{-3}$ )
0,15	18,17	4,72	77,11	areno-argiloso	1,51
0,30	27,88	14,22	67,90	areno-argiloso	1,44
0,45	26,82	5,29	67,89	areno-argiloso	1,40
0,60	27,10	3,93	68,97	areno-argiloso	1,35
0,75	28,11	3,08	68,81	areno-argiloso	1,35
0,90	27,87	3,16	68,97	areno-argiloso	1,36
1,05	26,41	5,51	68,87	areno-argiloso	1,41
1,20	28,31	3,61	68,08	areno-argiloso	1,40
1,35	26,78	5,20	68,02	areno-argiloso	1,37

FONTE: LIBARDI (1978)

A parcela experimental, à exemplo de CHO et al. (1977), também foi de 5 X 5 m, onde foram instalados tensiômetros às profundidades de 0,15, 0,30, 0,45, 0,60, 0,75, 0,90, 1,05, 1,20, 1,35 m. A infiltração foi iniciada colocando-se água na parcela por meio de mangueira munida de registro a partir de um caminhão pipa, até que se estabelecesse fluxo constante para todas as profundidades de interesse. A confirmação de que a condição de

equilíbrio dinâmico havia sido atingida foi obtida por meio das alturas das colunas de mercúrio nos tensiômetros, ou seja, quando essas permaneciam constantes, o que indicava que a umidade do solo não estava mais variando no tempo e, conseqüentemente, o fluxo devia ser constante.

Após a saturação do perfil, a superfície do solo foi coberta com uma lona de plástico preta de 40 m<sup>2</sup> para evitar qualquer fluxo através da superfície (evaporação ou infiltração). As leituras nos tensiômetros, nas duas primeiras horas, após a cobertura da superfície com plástico, foram feitas de 15 em 15 minutos, a partir da qual de hora em hora, e depois em intervalos de dias, até 20 dias.

Os valores de umidade, correspondentes aos dados de tensão da água no solo obtidos mediante tensiômetros, para cada profundidade de interesse, foram estimados de maneira indireta, a partir da interpolação gráfica em curvas de retenção de água. Essas curvas foram elaboradas com amostras de solo de estrutura não deformada de 4,5 cm de diâmetro e 5,0 cm de altura, nas tensões de 0,26; 0,46; 0,97; 1,41 e 1,87 mH<sub>2</sub>O usando um funil de placa porosa e câmara de Richards (ou “panela de pressão”) para as tensões de 3, 5 e 8 mH<sub>2</sub>O.

Os dados referentes à umidade e tensão da água no solo em função da profundidade e do tempo de redistribuição, obtidos por LIBARDI (1978), encontram-se nos anexos 5 e 6 respectivamente.

#### 4.3.1 CALCULO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SATURADA:

Em ensaios preliminares com os dados de LIBARDI (1978), o modelo de PREVEDELLO (1996) não preveu satisfatoriamente o processo de redistribuição da água no solo. Esse fato levou à procurar, mais detalhadamente, possíveis fontes de erros na metodologia empregada por esse autor e, após essa análise, verificou-se que a condutividade hidráulica saturada só foi obtida de forma direta para a superfície do solo, sendo que, para as camadas restantes foi obtida de maneira indireta, por meio de equações e análise de regressão. Devido a isso, a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ), para as outras profundidades, foi medida no ano de 1995 no Laboratório de Física do Solo, Departamento de Agronomia da Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

Foram coletadas amostras não deformadas em anéis volumétricos de  $67,575 \text{ cm}^3$ , em área próxima à utilizada por LIBARDI (1978). As amostras foram coletadas no sentido vertical para as profundidades de 0,15 ; 0,30 ; 0,45 ; 0,60 ; 0,75 ; 0,90 ; 1,05 ; 1,20 e 1,35 m, com 10 repetições por profundidade. Após a coleta, as amostras foram envolvidas em papel alumínio e enviadas ao Laboratório de Física do Solo da Universidade Federal do Paraná, onde foram preparadas, saturadas, e colocadas num permeâmetro de carga constante, dotado de uma proveta de Mariotte para assegurar que a entrada do fluxo de água nas amostras fosse à pressão constante (figura 1).

Para iniciar a entrada do fluxo de água nas amostras foi colocado um pequeno tecido de algodão na superfície para evitar desarranjo estrutural. Cada amostra foi submetida a um fluxo de 10 minutos para atingir a condição de regime estacionário. A partir dessa condição a água percolada era recebida num bécker por período de 15 minutos.

O conteúdo de água percolado foi pesado para se obter o volume de água no tempo de 15 minutos, considerando-se a densidade da água como  $1 \text{ g/cm}^3$ . De posse desses

valores foi aplicado a equação de Buckingham-Darcy para calcular a condutividade hidráulica saturada, utilizando-se a seguinte expressão:

$$K_s = \frac{VL}{At(h+L)} \dots\dots\dots(18)$$

Onde:

$V$  = volume de água coletado no bécker ( $m^3$ );

$t$  = tempo de percolação da água na amostra (s);

$A$  = área da secção transversal da amostra ( $m^2$ );

$L$  = altura da amostra no anel volumétrico inferior (m);

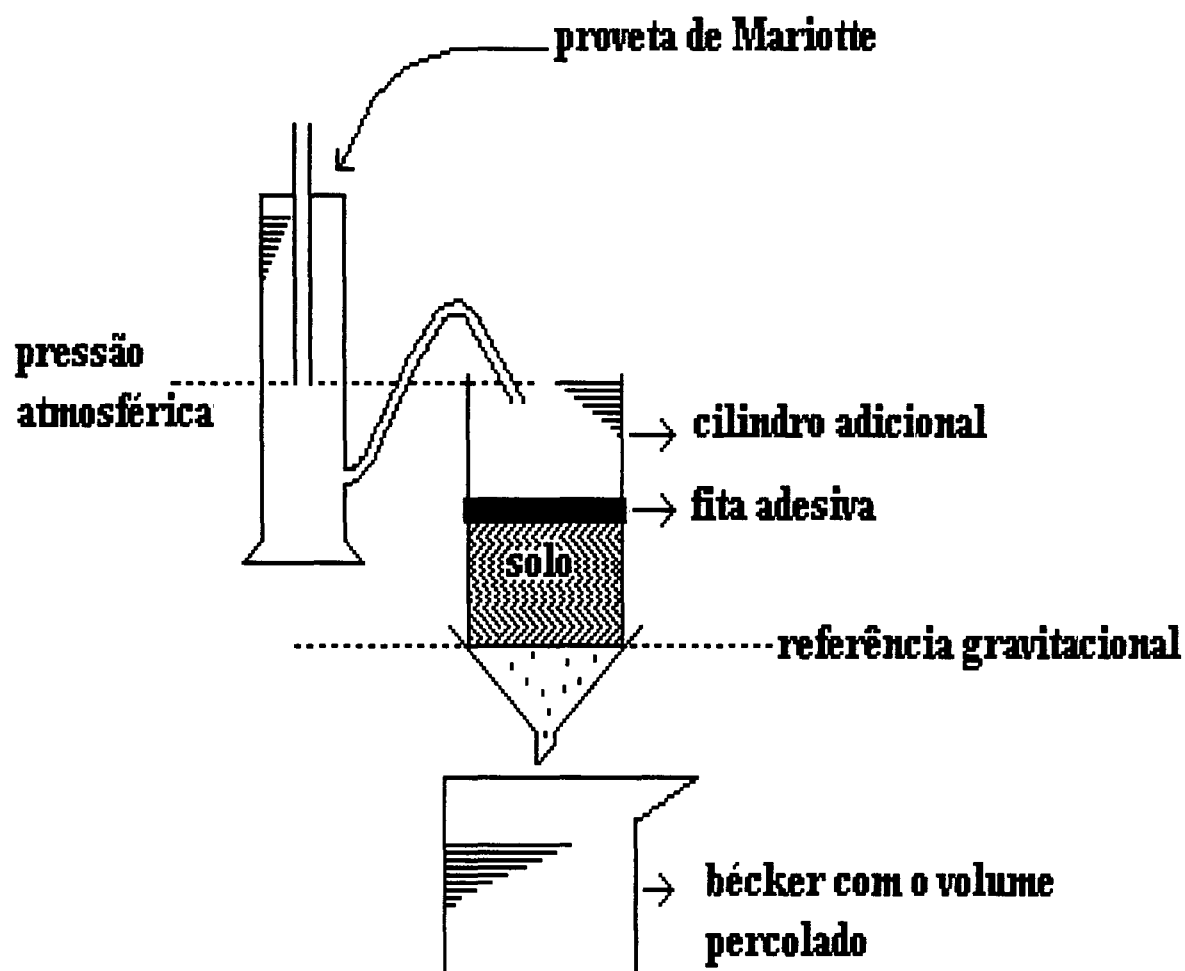
$h$  = potencial de pressão da água no topo da amostra (carga hidráulica,  $mH_2O$ ).

Os valores obtidos da condutividade hidráulica saturada (média de 10 repetições), encontram-se no quadro 2.

**Quadro 2. Valores médios (10 repetições) da condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) (cm/h), medidos no permeâmetro de carga constante, para as diversas profundidades (z).**

$z$ 0,00 m	$z$ 0,15 m	$z$ 0,30 m	$z$ 0,45 m	$z$ 0,60 m	$z$ 0,75 m	$z$ 0,90 m	$z$ 1,05 m	$z$ 1,20 m	$z$ 1,35 m
6,38 *	86,00	13,00	16,00	8,00	13,00	18,50	19,00	8,00	16,00

NOTA: O valor 6,38 \* foi obtido por LIBARDI (1978), em condições de campo.



**Figura 1. Diagrama do sistema de carga constante (permeâmetro), para a medida da condutividade hidráulica saturada.**

#### 4.4 ESTIMATIVA DOS PARÂMETROS INDEPENDENTES DA EQUAÇÃO DE VAN GENUCHTEN (1980):

A equação de van GENUCHTEN (1980) que expressa a umidade como uma função da tensão da água no solo é:

$$\theta(\psi_m) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha\psi_m)^n\right]^m} \dots\dots\dots(19)$$

Na equação (19) os parâmetros independentes umidade residual ( $\theta_r$ ),  $\alpha$  e  $m$  (onde  $m = 1 - 1/n$ ), foram estimados a partir dos dados de tensão da água no solo ( $\psi_m$ ) e umidade volumétrica ( $\theta$ ), para cada profundidade de interesse, a partir dos anexos 1 e 2, para a areia, e anexos 5 e 6, para o latossolo, mediante o uso de um programa de regressão não-linear que emprega a técnica dos mínimos quadrados, que visa tornar mínima a soma dos quadrados dos desvios, conforme BORATTO (1987). Esses resultados encontram-se nos quadros 3 e 4 para a areia e latossolo, respectivamente.

Os coeficientes de determinação ( $r^2$ ) foram altamente significativos para todas as profundidades do latossolo. Para a areia, eles foram altamente significativos para as profundidades de 0,30 até 1,00 m, sendo que, para as profundidades de 0,05; 0,10; 0,15; e 0,20 m, esses coeficientes, embora significativos, foram menores.



**Quadro 3. Parâmetros independentes da equação de van GENUCHTEN (1980) estimados a partir de análise de regressão não-linear pelo método dos quadrados mínimos, conforme BORATTO (1987), para a areia, nas diferentes profundidades ( $z_i$ ).**

$z_i$ (m)	$\theta_r$ (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	$n$	$r^2$
0,00	0,067	3,9360	5,154737	0,946
0,05	0,067	3,9360	5,154737	0,946
0,10	0,070	5,8332	3,294762	0,911
0,15	0,072	5,4539	3,854692	0,949
0,20	0,072	4,6381	4,623251	0,971
0,30	0,072	4,2470	5,425310	0,990
0,40	0,072	3,9494	8,167279	0,999
0,50	0,076	3,7819	8,818719	0,996
0,60	0,079	3,8693	10,974783	0,991
0,70	0,081	4,1017	9,161164	0,995
0,80	0,081	3,9795	8,587824	0,998
0,90	0,084	4,3281	8,290498	0,997
1,00	0,092	3,6441	8,854258	0,996

**Quadro 4. Parâmetros independentes da equação de van GENUCHTEN (1980) estimados a partir de análise de regressão não-linear pelo método dos quadrados mínimos, conforme BORATTO (1987), para o latossolo vermelho amarelo textura média, nas diferentes profundidades ( $z_i$ ).**

$z_i$ (m)	$\theta_r$ (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	$n$	$r^2$
0,00	0,11836241	7,63196177	1,49107805	0,998
0,15	0,11836241	7,63196177	1,49107805	0,998
0,30	0,00	3,91363637	1,24122418	0,997
0,45	0,05159368	4,28139500	1,36106035	0,999
0,60	0,00	3,03617376	1,35421922	0,997
0,75	0,00	3,25600375	1,43758263	0,996
0,90	0,00	3,76643500	1,35139582	0,997
1,05	0,07838174	3,50042977	1,52662336	0,999
1,20	0,00	2,49513307	1,45586450	0,996
1,35	0,00	3,41046319	1,37767914	0,997

#### 4.5 PROGRAMA DE COMPUTAÇÃO:

PREVEDELLO (1996) transcreveu seu modelo numérico na linguagem BASIC de programação (Beginner's All-purpose Symbolic Instructional Code), onde foram acrescentados os dados das propriedades hidráulicas do experimento em duna de areia e os dados do latossolo vermelho amarelo textura média (anexos 7 e 8, respectivamente). O usuário, ao "rodar" esses programas (comando "run"), e entrar com o intervalo de tempo desejado, obterá o perfil de redistribuição. O programa fornecerá os dados de tensão da água

no solo e os valores de umidade volumétrica para as diferentes profundidades de interesse, no tempo solicitado.

A conversão da simbologia matemática utilizada no presente trabalho para a linguagem BASIC de programação, encontram-se no anexo 9.

Da linha 31 até 176 encontram-se relacionados os dados referentes aos parâmetros hidráulicos do experimento em duna de areia (anexo 7), e para o latossolo, da linha 31 até 107 (anexo 8). Na linha 1228, para ambos os programas, está a equação de van GENUCHTEN (1980), para o cálculo da condutividade hidráulica como uma função da tensão da água no solo. Da mesma forma, da linha 1250 até 1280 estão relacionadas as equações (12) e (17), e da linha 1300 até 1450 está o método iterativo de Newton-Raphson que irá calcular a tensão da água no solo e utilizar essa tensão para calcular a umidade na equação de van GENUCHTEN (1980) na linha 1375.

Cada programa fornece, também, a densidade de fluxo para cada profundidade, em cada intervalo de tempo solicitado, por meio da soma da densidade de fluxo matricial mais a densidade de fluxo gravitacional na linha 1285.

#### **4.6 ANÁLISE ESTATÍSTICA:**

Foi utilizado o software “Statgraphics”, para comparar, estatisticamente, os dados experimentais obtidos por CHO et al. (1977) para o experimento em duna de areia, bem como os de LIBARDI (1978) para o experimento em latossolo, que caracterizam o processo de redistribuição da água no solo (anexos 1 e 2 para a areia e 5 e 6 para o latossolo), com os dados fornecidos pelo modelo numérico de PREVEDELLO (1996), (anexos 10 e 11 para a areia e 12 e 13 para o latossolo). Para efetuar a análise comparativa e avaliar o desempenho do modelo numérico foram escolhidos os tempos de 5, 10, 15, 20, 30, 40 e 50 minutos e 1, 2, 3,

4, 5, 6, 12, 18, 24, 48, 72, 96, 120, 144 e 168 horas para o experimento em duna de areia, e os tempos de 1, 2, 3, 6, 12, 24, 36, 48, 72, 96, 120, 240, 360 e 480 horas para o experimento em latossolo.

Para efetuar a análise comparativa e avaliação do desempenho do modelo numérico de PREVEDELLO (1996) com relação à densidade de fluxo, foram utilizados somente os dados de CHO et al. (1977), nos intervalos de tempo de 5, 10, 20 e 40 minutos e de 2, 4, 12, 48 e 144 horas, para todas as profundidades estudadas (anexo 4), juntamente com os dados do anexo 14 (via modelo).

O método estatístico empregado no “Statgraphics”, utilizado no presente estudo, é denominado “*two-sample analysis*”, também conhecido como teste de significância para médias de amostras independentes, baseando-se na distribuição *t*, conforme ZAR (1974).

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1 EXPERIMENTO EM DUNA DE AREIA (DADOS DE CHO et al., 1977):

#### 5.1.1 PERFIS DE UMIDADE E DE TENSÃO DA ÁGUA NA AREIA EM FUNÇÃO DO TEMPO:

Com os dados de campo obtidos por CHO et al. (1977), da umidade em função do tempo, para as diferentes profundidades (anexo 1), juntamente com os dados obtidos via modelo de PREVEDELLO (1996) (anexo 10), foram elaborados os gráficos referentes aos perfis de umidade em função do tempo de redistribuição da água na areia, para cada profundidade, ou seja, 0,05, 0,10, 0,15, 0,20, 0,30, 0,40, 0,50, 0,60, 0,70, 0,80, 0,90 e 1,00 m (figura 2). A análise estatística desses dados, pelo teste “*two-sample*”, revelou não haver diferença entre as médias dos tratamentos ao nível de 5 % de significância. Em termos percentuais, a diferença entre a maior discrepância entre dois dados fica próxima de 10 %.

Como se nota, os perfis de umidade, na maioria das profundidades, chegaram à sobreposição em boa parte do tempo. Contudo, pode ser observado pequenas oscilações nos valores de umidade obtidos via modelo, em relação aos de campo, para tempos iniciais, principalmente nas profundidades de 0,05; 0,50; 0,60; 0,70; 0,80; 0,90 e 1,00 m, sendo mais pronunciada na profundidade de 0,05 m. Esse fato deve-se, provavelmente, à limitação da teoria mostrada no capítulo 3, referente à necessidade de  $|\psi_m|$  ser maior que  $|1/\alpha|$ , devido a simplificação realizada por PREVEDELLO (1996) na equação de van GENUCHTEN (1980). Para verificar quando os valores de  $|\psi_m|$  foram menores que  $|1/\alpha|$ , é só acrescentar ao programa 1 (anexo 7) um artifício, fazendo-se com que essa identificação seja feita através da

multiplicação de  $|\psi_m|$  por -1 toda a vez que ocorrer tal situação. Isso foi verificado e observou-se a ocorrência da limitação da teoria imposta no capítulo 3, para os intervalos de 5, 10, 15 e 20 minutos, para a maioria das profundidades.

Os perfis de tensão da água no solo em função do tempo, para as diferentes profundidades, foram elaborados a partir do anexo 2 (dados de campo) e do anexo 11 (dados via modelo), e encontram-se relacionados na figura 3. Do mesmo modo que para a umidade, não houveram diferenças significativas entre as médias, ao nível de 5 % de significância. Contudo, a análise visual gráfica indica discrepâncias nesses perfis, pelo menos para tempos superiores a 1 hora na profundidade de 0,05 m, e para tempos superiores a 10 horas nas profundidades de 0,10, 0,15, 0,20 e 0,30 m, sendo que, os pontos restantes, em todos os gráficos, chegaram à sobrepor-se. A maior diferença encontra-se na profundidade de 0,10 m, onde, em relação ao intervalo de tempo de 168 horas, a diferença percentual situou-se próxima de 88 %.

As diferenças observadas nos gráficos da figura 3, para as profundidades de 0,05, 0,10, 0,15, 0,20 e 0,30 m, podem estar relacionadas aos coeficientes de determinação mais baixos para essas profundidades em relação às demais (quadro 3). Isso pode ser um indicativo de que exista maior variabilidade espacial entre essas profundidades, influenciando na diferença de valores, e/ou de que a teoria de MUALEM (1976), adotada no modelo de PREVEDELLO (1996), não se aplique satisfatoriamente à elas. A ocorrência de maior variabilidade espacial pode ser confirmada quando analisamos, graficamente, as “famílias” de curvas características dessa areia em PREVEDELLO (1987), onde se observa que a areia estudada por CHO et al. (1977) possui maior homogeneidade no perfil a partir de 0,40 m, onde as curvas se aproximam.

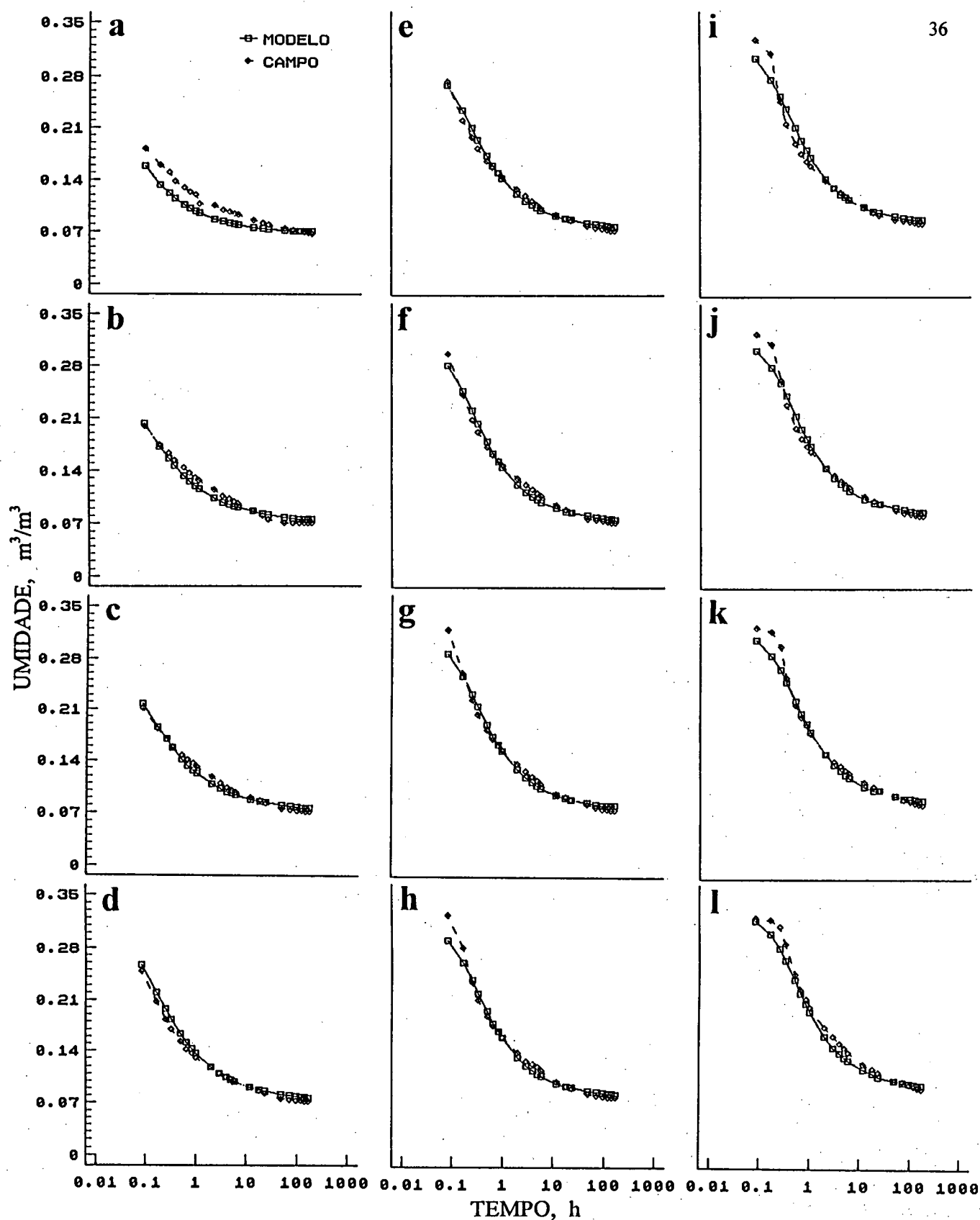


Figura 2. Perfis de umidade em função do tempo para o experimento em duna de areia, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de CHO et al. (1977). As letras a, b, ..., l indicam as profundidades de 0,05; 0,10; ...; 1,00 m respectivamente.

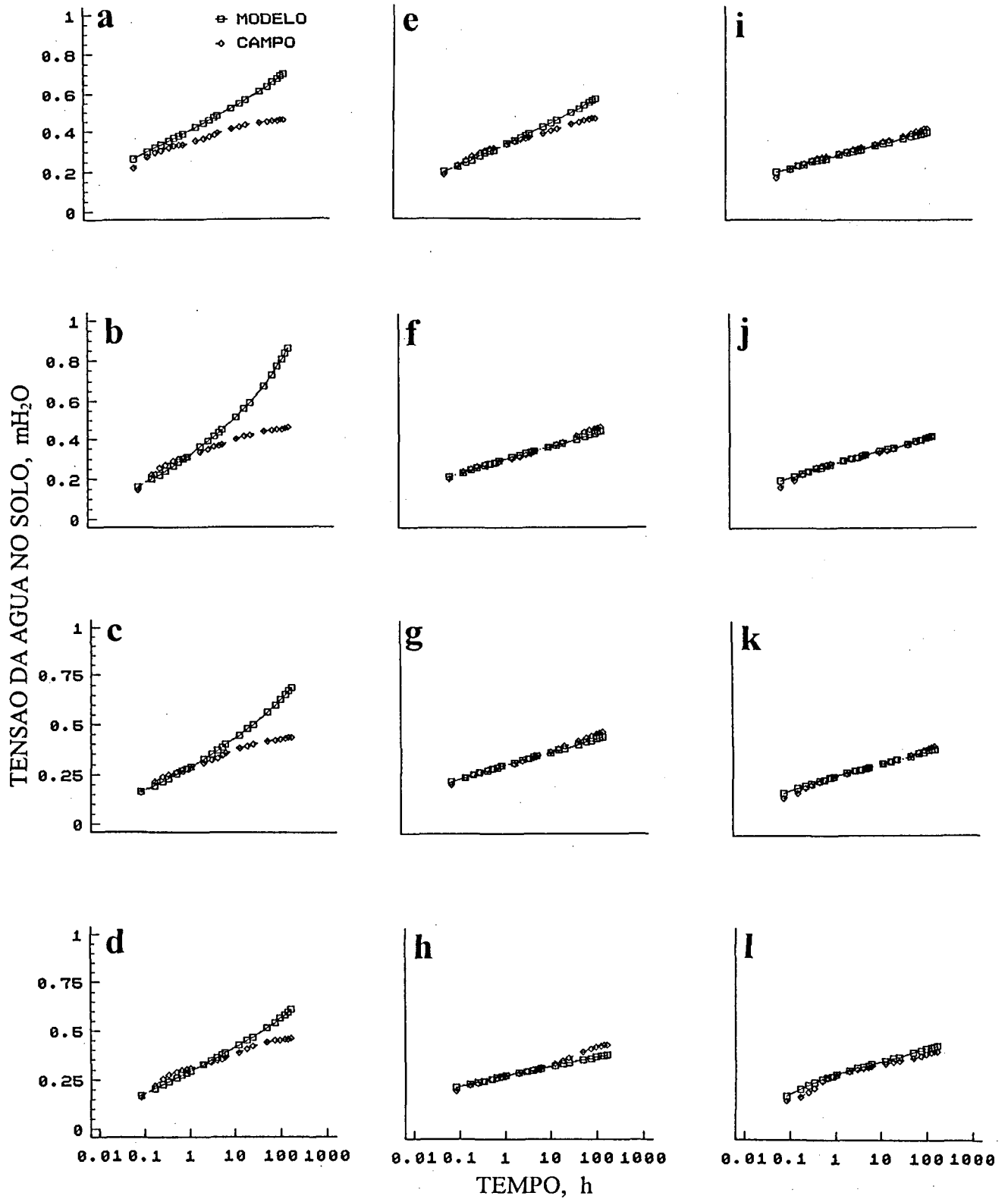


Figura 3. Perfis de tensão da água na areia em função do tempo, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de CHO et al. (1977). As letras a, b, ..., l indicam as profundidades de 0,05; 0,10; ...; 1,00m respectivamente.



### **5.1.2 PERFIS DE UMIDADE E DE TENSÃO DA ÁGUA NA AREIA, EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE:**

Com os dados de umidade em função da profundidade para os tempos de 5 e 30 minutos e de 1, 6 e 168 horas do anexo 1 (dados de campo) e do anexo 10 (via modelo), foi elaborado o gráfico do perfil de umidade em função da profundidade (figura 4). Não houve diferença significativa entre as médias dos tratamentos ao nível de 5 % para todos os tempos. Observa-se diferenças maiores apenas no tempo de 5 minutos, corroborando com as observações feitas no item 5.1.1, referente à limitação da teoria em intervalos iniciais de tempo. De qualquer modo, os dados do modelo, como se pode observar, se aproximam muito bem dos observados à campo.

O gráfico de tensão da água na areia, em função da profundidade, para os tempos de 5 e 30 minutos e de 1, 6 e 168 horas foi elaborado a partir dos dados de campo do anexo 2 e dos dados via modelo do anexo 11, e encontra-se na figura 5. O modelo previu satisfatoriamente os perfis para todos os tempos, com exceção ao tempo de 168 horas, onde ocorreram diferenças nas profundidades de 0,05; 0,10; 0,15; 0,20 e 0,30 m, conforme já comentado no item 5.1.1, referente à homogeneidade do perfil ser mais pronunciada a partir de 0,40m.

Os dados médios de tensão da água em função da profundidade obtidos por CHO et al. (1977), não diferiram estatisticamente dos obtidos via modelo, para todos os tempos.

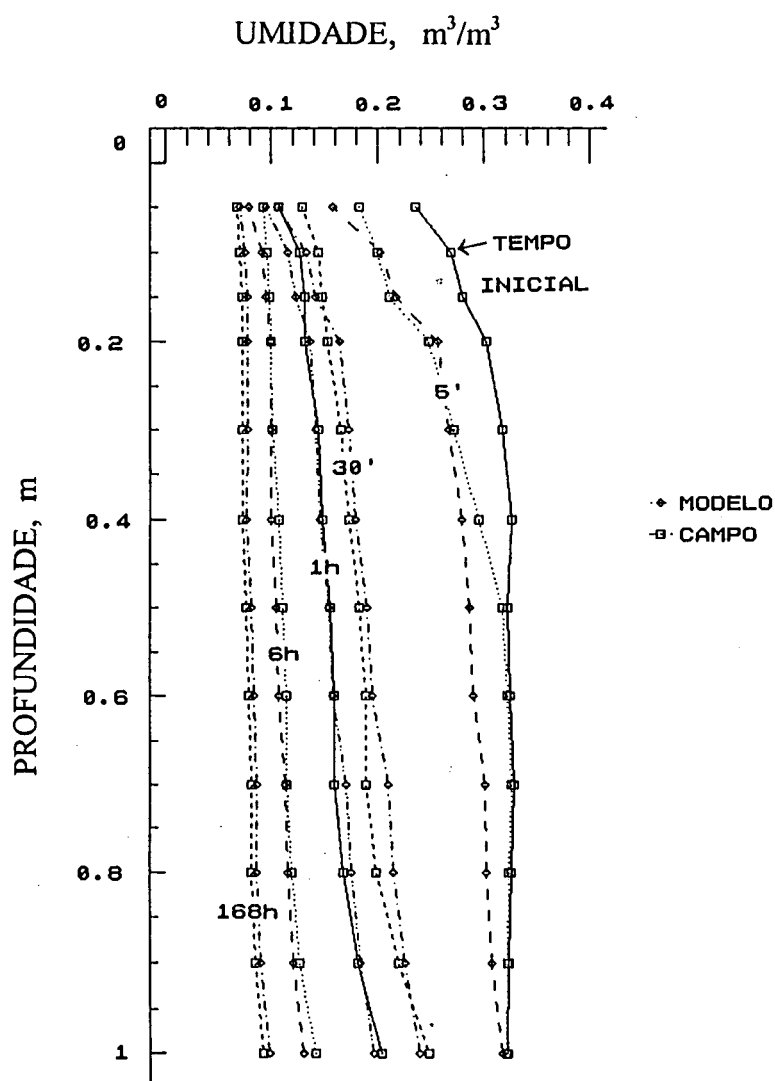
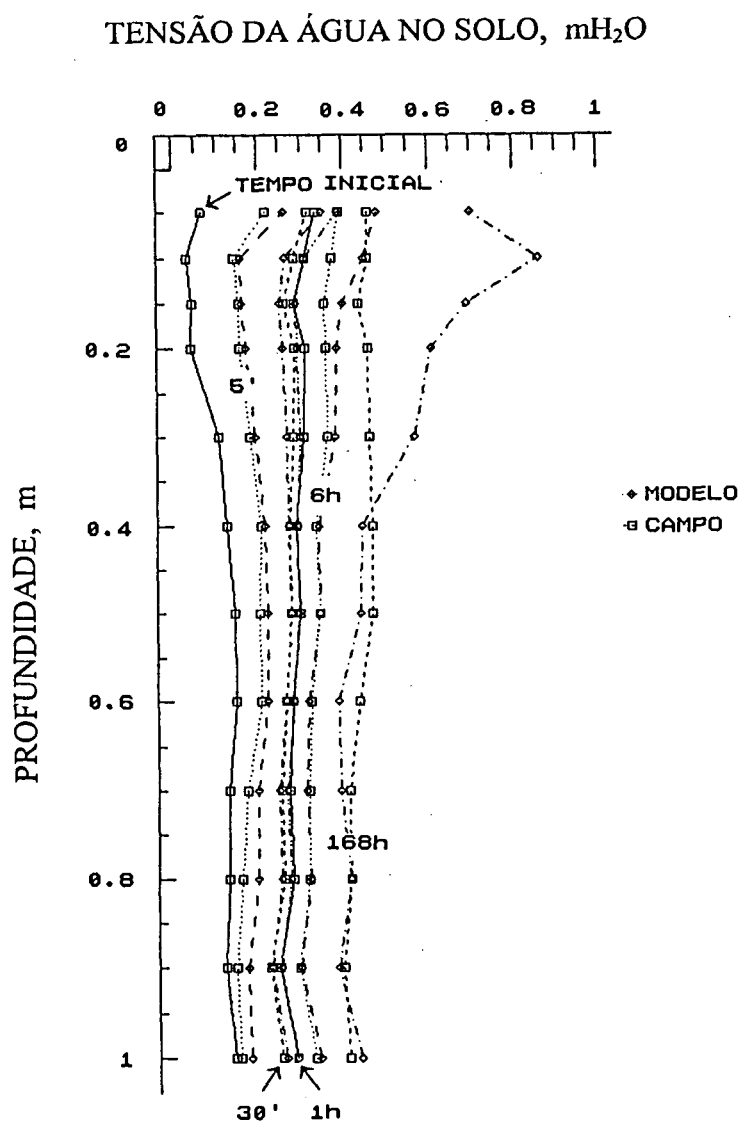


Figura 4. Perfil de umidade em função da profundidade para o experimento em duna de areia obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996), e dados de campo de CHO et al. (1977), para os tempos de 5 e 30 minutos e de 1, 6 e 168 horas.



**Figura 5.** Perfil de tensão da água na areia em função da profundidade, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de CHO et al. (1977), para os tempos de 5 e 30 minutos e de 1, 6 e 168 horas.

### **5.1.3 DENSIDADE DE FLUXO EM FUNÇÃO DO TEMPO:**

Os gráficos de densidade de fluxo para as profundidades de 0,05 até 1,00 m, para os tempos de 5, 10, 20 e 40 minutos e de 2, 4, 12, 48 e 144 horas, foram elaborados a partir dos dados de CHO et al. (1977) (anexo 4) e dos dados via modelo (anexo 14), e encontram-se relacionados na figura 6. Não houve diferenças entre as médias dos tratamentos à um nível de significância de 5 % para todas as profundidades. Os maiores desvios encontram-se nas profundidades de 0,05, 0,10, 0,15 e 0,20 m, somente para os tempos iniciais, como comentado anteriormente (item 5.1.1). A maioria dos valores chegaram à sobrepor-se em todas as profundidades e tempos. Nas profundidades de 0,70; 0,80; 0,90 e 1,00 m, o primeiro valor de densidade de fluxo, obtido por CHO et al. (1977), foi menor que o valor subsequente, provavelmente devido à erros experimentais.

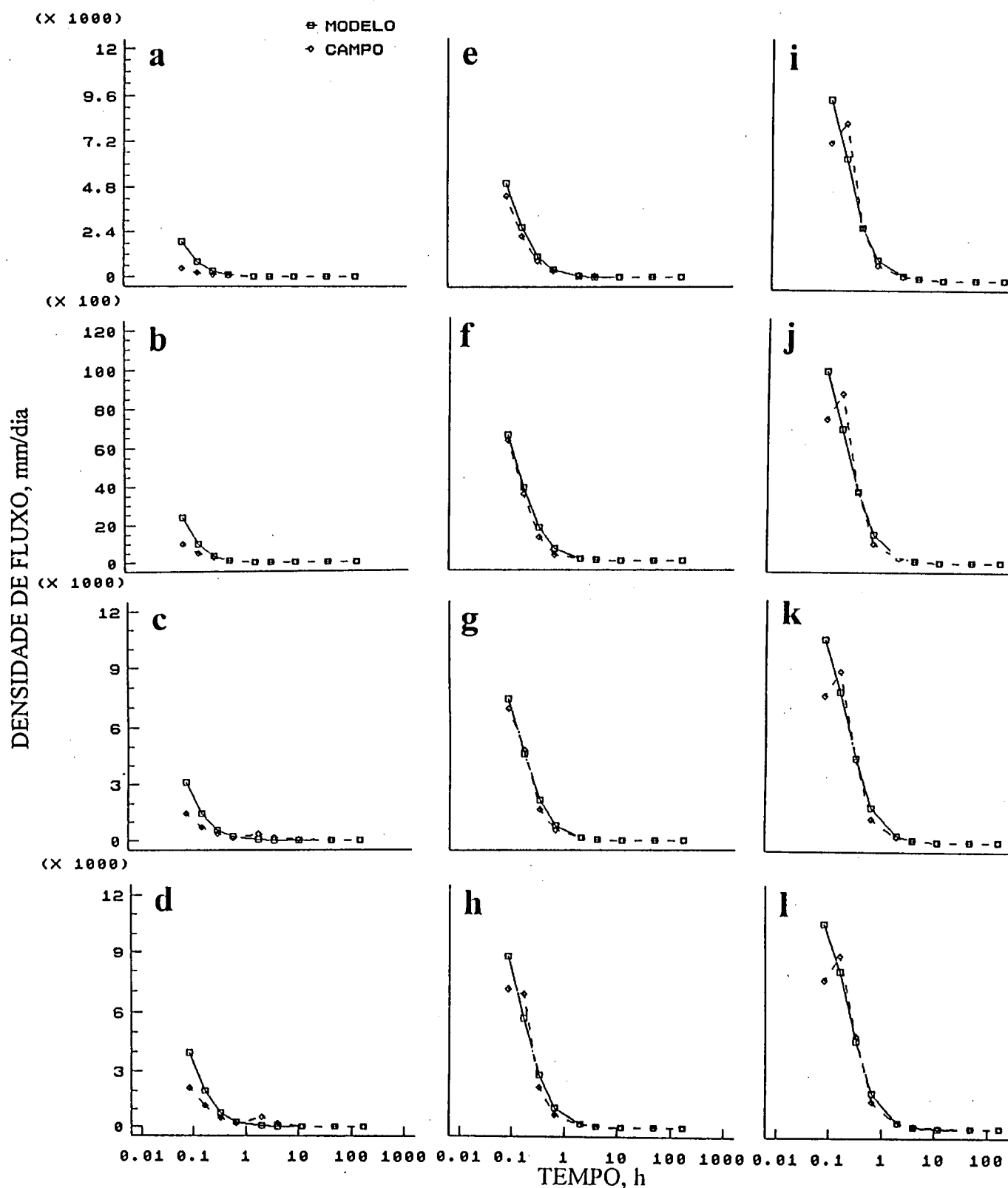


Figura 6. Densidade de fluxo em função do tempo, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de CHO et al. (1977). As letras a, b, ..., l indicam as profundidades de 0,05; 0,10; ..., 1,00 m respectivamente.

## **5.2 EXPERIMENTO EM LATOSSOLO VERMELHO AMARELO TEXTURA MÉDIA (DADOS DE LIBARDI, 1978):**

### **5.2.1 PERFIS DE UMIDADE E DE TENSÃO DA ÁGUA NO SOLO EM FUNÇÃO DO TEMPO:**

Os perfis de umidade em função do tempo, para as profundidades de 0,15, 0,30, 0,45, 0,60, 0,75, 0,90, 1,05, 1,20 e 1,35 m, do latossolo foram elaborados a partir de dados de campo obtidos por LIBARDI (1978) (anexo 5) e dos dados gerados via modelo de PREVEDELLO (1996) através do programa 1 (anexo 12), e encontram-se relacionados na figura 7. A análise estatística desses dados demonstrou não haver diferença entre as médias dos tratamentos ao de 5 % de significância. Observa-se que, à exemplo da areia, as curvas do modelo acompanham a mesma tendência na redução da umidade no tempo, chegando mesmo à sobrepor-se nos intervalos de tempo finais, isso para todas as profundidades estudadas. As maiores diferenças nos valores de campo em relação aos do modelo, de modo geral, ocorreram até a décima hora, aproximadamente. Essas diferenças se devem, provavelmente, ao mesmo motivo relatado no item 5.1.1, que se refere à limitação da teoria, pois, do mesmo modo que ocorreu no experimento em duna de areia, observou-se que nos tempos iniciais do experimento em latossolo o valor de  $|\psi_m|$  foi menor que  $|1/\alpha|$  para a maioria das profundidades, até a décima hora, aproximadamente. Mesmo assim, a maior diferença observada correspondeu à profundidade de 1,20 m no tempo de 3 horas, aproximando-se de 13 %.

Com os dados de tensão da água no solo em função do tempo do anexo 6 (dados de campo) e anexo 13 (dados via modelo), foram elaborados os gráficos referentes aos perfis de tensão da água no solo em função do tempo para as diferentes profundidades de interesse (figura 8). Também, neste caso, não houve diferenças significativas entre a média dos

tratamentos, ao nível de significância de 5 %. As diferenças mais acentuadas foram constatadas nos intervalos de tempo iniciais, conforme discutido anteriormente, seguindo o mesmo padrão dos perfis de umidade em função do tempo para todas as profundidades, conforme esperado.

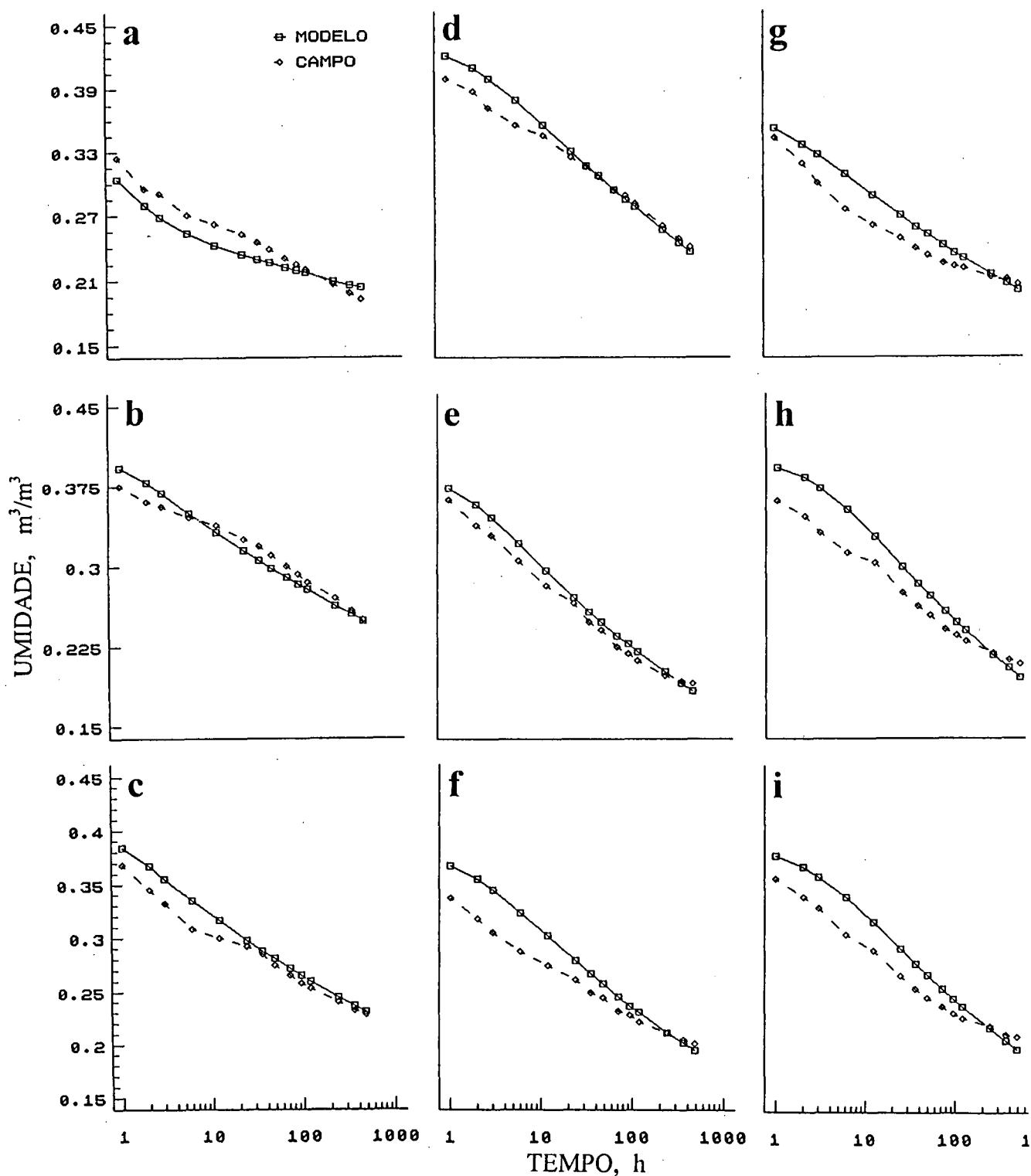
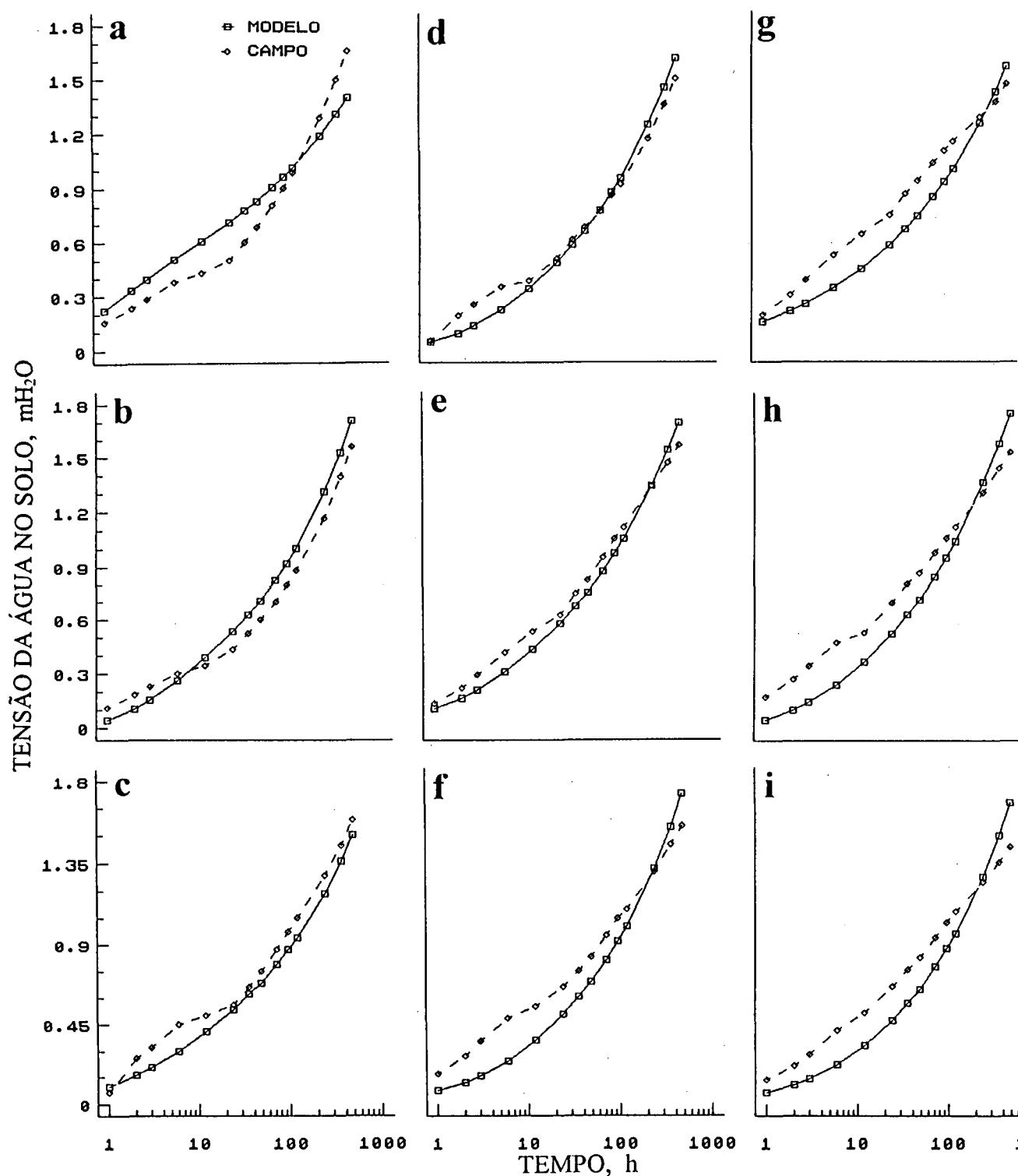


Figura 7. Perfis de umidade em função do tempo para o experimento em latossolo vermelho amarelo textura média, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de LIBARDI (1978). As letras a, b, ..., i indicam as profundidades de 0,15; 0,30; ..., 1,35 m respectivamente.



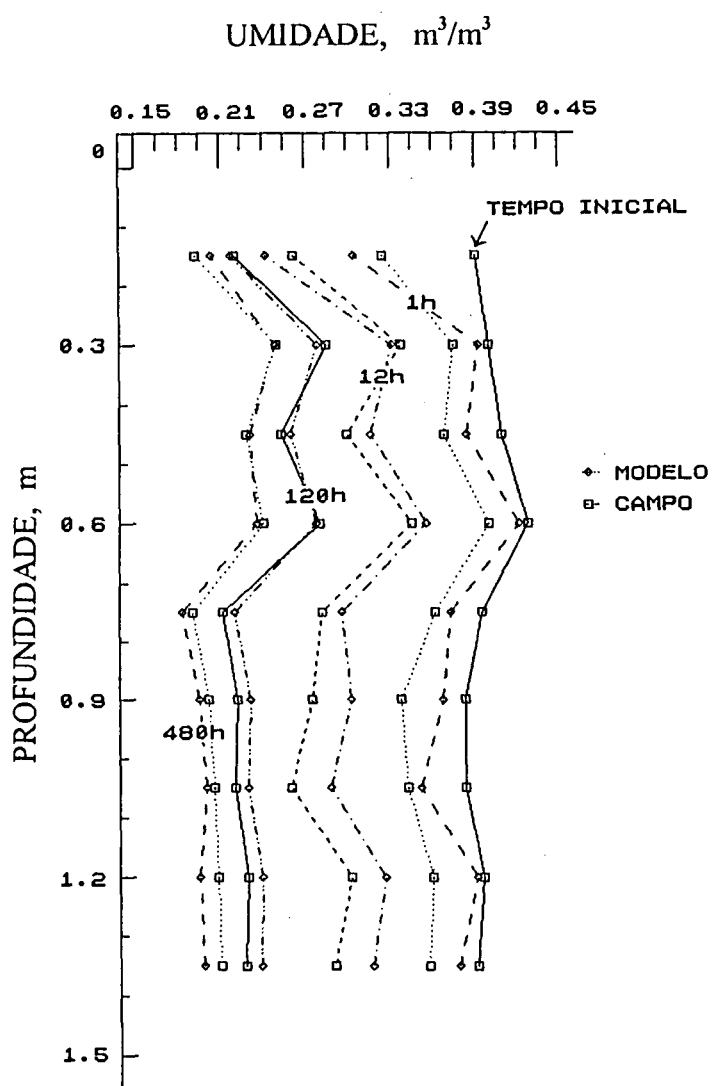


**Figura 8.** Perfis de tensão da água no solo em função do tempo, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de LIBARDI (1978). As letras a, b, ..., i indicam as profundidades de 0,15; 0,30; ..., 1,35 m respectivamente.

### **5.2.2 PERFIS DE UMIDADE E DE TENSÃO DA ÁGUA NO SOLO EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE:**

O gráfico do perfil de umidade em função da profundidade para o latossolo foi elaborado a partir dos dados de campo obtidos por LIBARDI (1978) (anexo 5) e via modelo de PREVEDELLO (1996) (anexo 12), para os tempos de 1, 12, 120 e 480 horas (figura 9). A análise estatística para avaliação das médias dos tratamentos não caracterizou diferença, ao nível de significância de 5 %, para todos os tempos estudados. Os perfis gerados via modelo acompanharam de forma bastante satisfatória os perfis obtidos em condições de campo.

Com os dados de tensão da água no solo em função da profundidade, do anexo 6 (dados de campo), e do anexo 13 (modelo), foi elaborado o gráfico mostrado na figura 10. Neste caso, houve diferença significativa nas médias dos tratamentos para os intervalos de tempo de 1, 2, 3 e 6 horas, ou seja, nos tempos iniciais, corroborando com as afirmações feitas anteriormente.



**Figura 9.** Perfil de umidade em função da profundidade para o experimento em latossolo vermelho amarelo textura média, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de LIBARDI (1978), para os tempos de 1, 12, 120 e 480 horas.

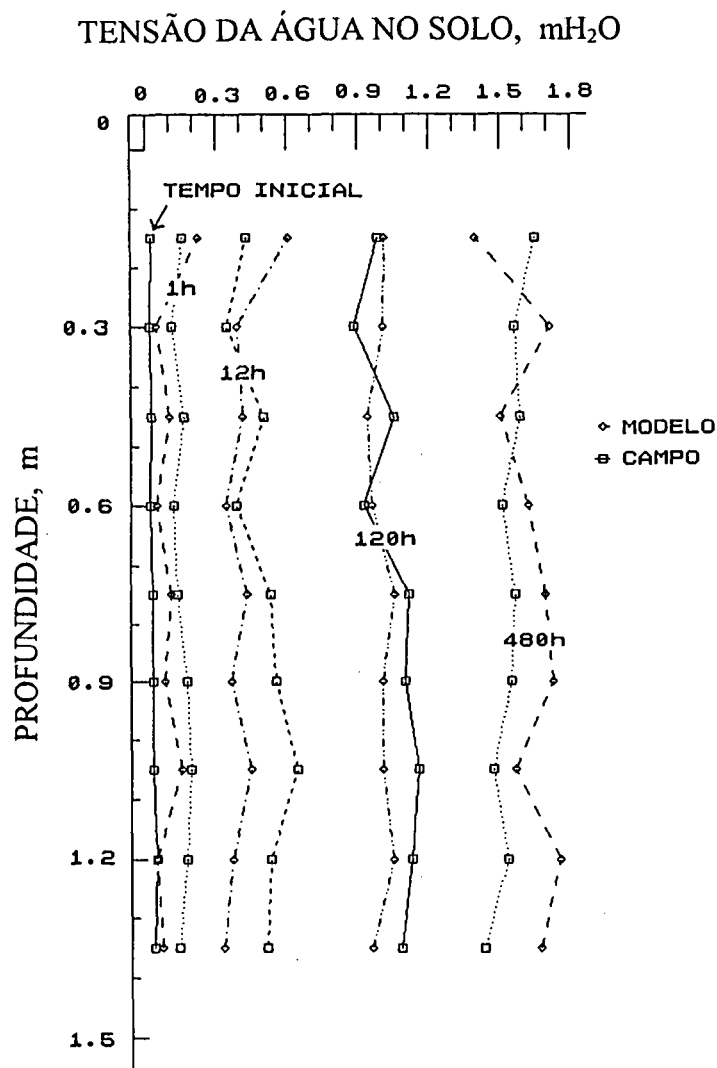


Figura 10. Perfil de tensão da água no solo em função da profundidade, obtidos mediante modelo numérico de PREVEDELLO (1996) e dados de campo de LIBARDI (1978), para os tempos de 1, 12, 120 e 480 horas.

### **5.3 DESEMPENHO DO MODELO DE PREVEDELLO (1996) - AREIA MARINHA VERSUS LATOSSOLO VERMELHO AMARELO TEXTURA MÉDIA:**

A rigor, para uma comparação metodologicamente mais apurada entre os resultados da areia marinha versus latossolo, esses materiais deveriam apresentar os mesmos intervalos espaciais e temporais. Essa condição, entretanto, não pôde ser atendida, por razões experimentais. Mesmo assim, serão feitas algumas considerações, do desempenho do modelo, à luz de análises realizadas por outros autores a respeito desses materiais.

Para os dois materiais porosos utilizados no presente estudo o desempenho do modelo foi altamente satisfatório. Contudo, esse desempenho foi ligeiramente superior para os dados do experimento em duna de areia, como podemos observar graficamente. Isso, provavelmente, se deve ao fato de que o material estudado por CHO et al. (1977) se aproxima mais da condição de homogeneidade hidráulica com relação ao material estudado por LIBARDI (1978). Essa condição certamente deve contribuir para o modelo numérico, devido à geometria do fluxo tornar-se um pouco menos complexa. Podemos visualizar tal aspecto quando comparamos os gráficos dos perfis de umidade e de tensão da água em função da profundidade (figuras 4 e 5 para a areia e figuras 9 e 10 para o latossolo), onde é evidente a distribuição mais uniforme da umidade e da tensão da água na areia.

Outra característica que pode ser analisada para identificar a diferença em homogeneidade nas propriedades hidráulicas, segundo PREVEDELLO (1987), é pela “família” de curvas características de retenção da água no solo. Essas curvas, para a areia estudada por CHO et al. (1977), encontram-se em PREVEDELLO (1987) e já foram comentadas no item 5.1.1. Para o latossolo foram utilizados os dados de campo obtidos por LIBARDI (1978) que constam dos anexos 5 e 6, e são mostrados na figura 11. Neste gráfico constata-se a dispersão das curvas, caracterizando uma heterogeneidade nas propriedades hidráulicas em várias

profundidades, notadamente até 0,60 m de profundidade. As conclusões obtidas através da análise gráfica da figura 11 reforçam as mesmas conclusões que CADIMA et al. (1980) tiveram, estudando a variabilidade espacial da condutividade hidráulica, no mesmo solo (latossolo) e local de ocorrência onde LIBARDI (1978) realizou seu experimento. CADIMA et al. (1980) também concluíram pela menor variabilidade das camadas mais profundas (0,75 - 1,35 m).

Outro fator importante, que pode influenciar no desempenho do modelo, está relacionado com a variabilidade da condutividade hidráulica saturada que, embora obtida em condições de campo, para o experimento em latossolo, foi determinada alguns anos mais tarde com relação aos dados obtidos por LIBARDI (1978). Um maior valor na condutividade hidráulica saturada, por exemplo, promoveria uma redução nos valores de umidade no processo de redistribuição da água no tempo. Mesmo assim, quando se comparam os dados referentes à condutividade hidráulica saturada obtidos por CADIMA (1980), constata-se que os dados do quadro 2, obtidos no presente trabalho, enquadram-se na variabilidade esperada para esse solo.

Em ambos os materiais porosos estudados, os maiores desvios foram observados nos tempos iniciais (veja item 5.1.1), ou seja, 5, 10, 15 e 20 minutos, para a areia, e 1, 2, 3, 6 e 12 horas para o latossolo. Contudo, em termos percentuais, esses intervalos de tempo representam somente cerca de 0,2 % do tempo total estudado no experimento em duna, e cerca de 2,5% para o latossolo, caracterizando o excelente desempenho do modelo.

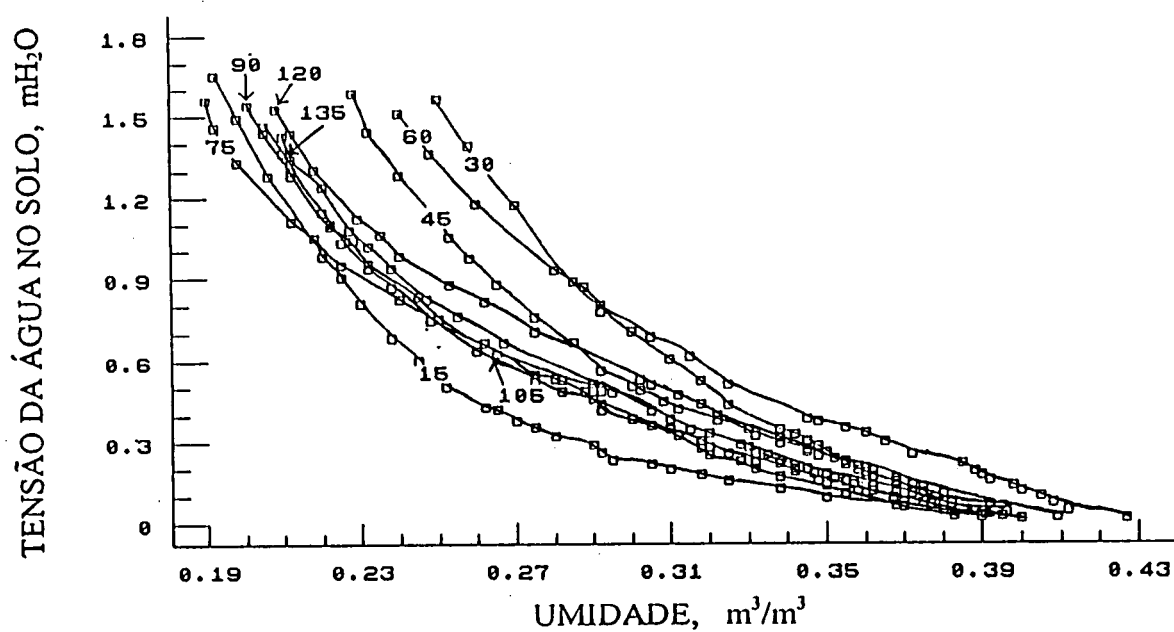


Figura 11. “Família” de curvas características de retenção da água no solo, obtidas a partir de dados de campo de LIBARDI (1978), para o latossolo vermelho amarelo textura média, para as profundidades de 0,15; 0,30; ...; 1,35 m.

## 6 CONCLUSÕES

O desempenho do modelo numérico desenvolvido por PREVEDELLO (1996), para simulação do processo de redistribuição da água no solo, foi altamente satisfatório para ambos os materiais porosos estudados. Os perfis de umidade e de tensão da água transladaram-se satisfatoriamente no tempo, demonstrando a versatilidade do modelo, mesmo para camadas dotadas de propriedades hidráulicas relativamente distintas.

O modelo descreveu muito bem a variação da densidade de fluxo no tempo, para a areia, em todas as profundidades, demonstrando, também, sua viabilidade para avaliar essa propriedade hidráulica.

Para os tempos iniciais, cerca de 0,2 % do tempo total do experimento em areia marinha, e cerca de 2,5 % para o experimento em latossolo vermelho amarelo textura média, o modelo apresentou os maiores desvios devido à limitação da teoria para valores de  $|\psi_m|$  menores que  $|1/\alpha|$ . Mesmo assim, em termos percentuais, esses desvios, para a umidade, não ultrapassam em 10 % para a areia, e 13 % para o latossolo.

O desempenho do modelo foi ligeiramente superior para a areia marinha, provavelmente devido à sua maior homogeneidade nas propriedades hidráulicas.



## **ANEXOS**

**Anexo 1. Valores de umidade ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ), em função da profundidade ( $z$ ) e do tempo ( $t$ ) de redistribuição da água, obtidos mediante uso de sonda de nêutrons, no experimento em duna de areia.**

$t$ $h$	$z$ 0,05 m	$z$ 0,10 m	$z$ 0,15m	$z$ 0,20 m	$z$ 0,30 m	$z$ 0,40 m	$z$ 0,50 m	$z$ 0,60 m	$z$ 0,70 m	$z$ 0,80 m	$z$ 0,90 m	$z$ 1,00 m
0,0167	0,235	0,268	0,280	0,302	0,317	0,325	0,322	0,324	0,328	0,325	0,323	0,322
0,0333	0,212	0,238	0,249	0,281	0,309	0,322	0,322	0,324	0,328	0,325	0,323	0,322
0,05	0,199	0,219	0,231	0,270	0,298	0,315	0,321	0,324	0,328	0,325	0,323	0,322
0,0667	0,189	0,208	0,219	0,259	0,285	0,305	0,320	0,323	0,327	0,324	0,322	0,322
0,0833	0,182	0,199	0,211	0,248	0,271	0,295	0,317	0,322	0,326	0,323	0,322	0,321
0,1167	0,171	0,188	0,197	0,230	0,244	0,272	0,295	0,318	0,324	0,321	0,321	0,320
0,1667	0,160	0,175	0,183	0,208	0,219	0,240	0,259	0,280	0,308	0,310	0,317	0,319
0,25	0,150	0,163	0,168	0,183	0,197	0,207	0,222	0,233	0,244	0,261	0,298	0,310
0,3333	0,168	0,154	0,159	0,169	0,182	0,191	0,203	0,210	0,213	0,228	0,256	0,287
0,5	0,129	0,144	0,148	0,152	0,165	0,172	0,182	0,188	0,188	0,198	0,219	0,247
0,6667	0,123	0,136	0,141	0,142	0,156	0,161	0,169	0,175	0,175	0,184	0,203	0,226
0,8333	0,120	0,131	0,136	0,136	0,149	0,154	0,161	0,166	0,165	0,175	0,191	0,213
1	0,107	0,127	0,132	0,131	0,144	0,148	0,155	0,159	0,159	0,167	0,181	0,203
2	0,105	0,114	0,118	0,118	0,127	0,131	0,136	0,138	0,139	0,145	0,153	0,176
3	0,099	0,106	0,110	0,110	0,118	0,122	0,127	0,127	0,129	0,135	0,143	0,163
4	0,096	0,102	0,104	0,105	0,111	0,116	0,120	0,123	0,123	0,128	0,136	0,154
5	0,094	0,099	0,100	0,102	0,106	0,111	0,114	0,119	0,118	0,123	0,131	0,147
6	0,092	0,096	0,098	0,100	0,101	0,107	0,110	0,114	0,114	0,119	0,127	0,142
12	0,085	0,086	0,090	0,091	0,092	0,095	0,096	0,100	0,102	0,107	0,114	0,126
18	0,082	0,080	0,086	0,086	0,088	0,089	0,092	0,094	0,096	0,101	0,108	0,119
24	0,079	0,076	0,083	0,083	0,085	0,085	0,089	0,091	0,092	0,097	0,104	0,114
48	0,074	0,071	0,076	0,076	0,078	0,077	0,083	0,084	0,086	0,089	0,096	0,104
72	0,072	0,071	0,074	0,074	0,075	0,075	0,079	0,081	0,085	0,085	0,091	0,102
96	0,071	0,071	0,073	0,073	0,074	0,074	0,077	0,080	0,084	0,084	0,089	0,099
120	0,069	0,071	0,073	0,073	0,073	0,073	0,077	0,079	0,083	0,083	0,087	0,096
144	0,068	0,070	0,072	0,072	0,072	0,072	0,076	0,079	0,082	0,082	0,085	0,094
168	0,067	0,070	0,072	0,072	0,072	0,072	0,076	0,079	0,081	0,081	0,084	0,092

FONTE: CHO et al. (1977)

**Anexo 2. Valores de tensão da água na areia (mH<sub>2</sub>O), em função da profundidade (z) e do tempo (t) de redistribuição da água, obtidos mediante uso de tensiômetros no experimento em duna de areia.**

<i>t</i> <i>h</i>	<i>z</i> 0,05 m	<i>z</i> 0,10 m	<i>z</i> 0,15m	<i>z</i> 0,20 m	<i>z</i> 0,30 m	<i>z</i> 0,40 m	<i>z</i> 0,50 m	<i>z</i> 0,60 m	<i>z</i> 0,70 m	<i>z</i> 0,80 m	<i>z</i> 0,90 m	<i>z</i> 1,00 m
0,0167	- 0,066	- 0,034	- 0,044	- 0,043	- 0,106	- 0,126	- 0,143	- 0,147	- 0,129	- 0,129	- 0,120	- 0,140
0,0333	- 0,114	- 0,067	- 0,081	- 0,080	- 0,131	- 0,156	- 0,164	- 0,167	- 0,141	- 0,137	- 0,127	- 0,143
0,05	- 0,150	- 0,098	- 0,113	- 0,111	- 0,149	- 0,175	- 0,180	- 0,182	- 0,152	- 0,144	- 0,133	- 0,146
0,0667	- 0,187	- 0,121	- 0,141	- 0,137	- 0,165	- 0,192	- 0,193	- 0,195	- 0,162	- 0,151	- 0,139	- 0,150
0,0833	- 0,217	- 0,145	- 0,157	- 0,157	- 0,180	- 0,205	- 0,203	- 0,205	- 0,171	- 0,159	- 0,143	- 0,153
0,1167	- 0,249	- 0,185	- 0,186	- 0,191	- 0,200	- 0,222	- 0,222	- 0,220	- 0,187	- 0,175	- 0,155	- 0,162
0,1667	- 0,275	- 0,219	- 0,214	- 0,217	- 0,224	- 0,239	- 0,238	- 0,232	- 0,207	- 0,194	- 0,170	- 0,175
0,25	- 0,295	- 0,252	- 0,238	- 0,255	- 0,250	- 0,252	- 0,252	- 0,245	- 0,227	- 0,224	- 0,195	- 0,199
0,3333	- 0,305	- 0,269	- 0,249	- 0,271	- 0,266	- 0,261	- 0,262	- 0,253	- 0,238	- 0,239	- 0,208	- 0,219
0,5	- 0,317	- 0,287	- 0,262	- 0,286	- 0,283	- 0,272	- 0,276	- 0,263	- 0,252	- 0,258	- 0,224	- 0,251
0,6667	- 0,325	- 0,297	- 0,271	- 0,296	- 0,295	- 0,279	- 0,284	- 0,270	- 0,261	- 0,268	- 0,234	- 0,268
0,8333	- 0,330	- 0,304	- 0,278	- 0,304	- 0,303	- 0,284	- 0,291	- 0,275	- 0,267	- 0,274	- 0,241	- 0,278
1	- 0,334	- 0,310	- 0,285	- 0,310	- 0,308	- 0,288	- 0,297	- 0,279	- 0,271	- 0,278	- 0,245	- 0,285
2	- 0,352	- 0,332	- 0,309	- 0,329	- 0,326	- 0,301	- 0,310	- 0,293	- 0,288	- 0,293	- 0,263	- 0,304
3	- 0,364	- 0,345	- 0,321	- 0,339	- 0,341	- 0,314	- 0,324	- 0,303	- 0,300	- 0,304	- 0,276	- 0,314
4	- 0,373	- 0,360	- 0,334	- 0,347	- 0,350	- 0,322	- 0,330	- 0,313	- 0,306	- 0,308	- 0,282	- 0,319
5	- 0,382	- 0,368	- 0,346	- 0,354	- 0,357	- 0,329	- 0,336	- 0,316	- 0,311	- 0,313	- 0,288	- 0,324
6	- 0,391	- 0,374	- 0,358	- 0,361	- 0,362	- 0,336	- 0,343	- 0,322	- 0,316	- 0,316	- 0,293	- 0,329
12	- 0,413	- 0,401	- 0,383	- 0,388	- 0,384	- 0,360	- 0,368	- 0,344	- 0,334	- 0,333	- 0,311	- 0,343
18	- 0,423	- 0,415	- 0,392	- 0,406	- 0,398	- 0,376	- 0,382	- 0,359	- 0,345	- 0,344	- 0,323	- 0,351
24	- 0,429	- 0,423	- 0,399	- 0,419	- 0,407	- 0,388	- 0,394	- 0,370	- 0,354	- 0,353	- 0,332	- 0,356
48	- 0,439	- 0,439	- 0,415	- 0,443	- 0,429	- 0,420	- 0,423	- 0,399	- 0,374	- 0,373	- 0,353	- 0,371
72	- 0,444	- 0,446	- 0,422	- 0,450	- 0,440	- 0,439	- 0,438	- 0,416	- 0,386	- 0,386	- 0,366	- 0,382
96	- 0,449	- 0,450	- 0,427	- 0,453	- 0,449	- 0,450	- 0,447	- 0,425	- 0,396	- 0,397	- 0,377	- 0,392
120	- 0,452	- 0,453	- 0,431	- 0,456	- 0,455	- 0,457	- 0,454	- 0,431	- 0,403	- 0,406	- 0,385	- 0,399
144	- 0,455	- 0,456	- 0,434	- 0,458	- 0,460	- 0,463	- 0,459	- 0,435	- 0,409	- 0,412	- 0,392	- 0,405
168	- 0,458	- 0,459	- 0,437	- 0,460	- 0,463	- 0,467	- 0,467	- 0,438	- 0,413	- 0,416	- 0,396	- 0,408

FONTE: CHO et al. (1977)

**Anexo 3. Valores médios (10 repetições) da condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ) (cm/dia), obtidos em condições de infiltração em “steady-state” para as diversas profundidades (z) no experimento em duna de areia.**

$z$ 0,05 m	$z$ 0,10 m	$z$ 0,15 m	$z$ 0,20 m	$z$ 0,30 m	$z$ 0,40 m	$z$ 0,50 m	$z$ 0,60 m	$z$ 0,70 m	$z$ 0,80 m	$z$ 0,90 m	$z$ 1,00 m
1300	1460	1420	968	1220	1270	1250	1400	1390	1400	1340	1140

FONTE: CHO et al. (1977)

**Anexo 4. Valores de densidade de fluxo ( $q$ ) (cm/dia) em função da profundidade ( $z$ ) e do tempo ( $t$ ) de redistribuição da água, obtidos por meio de equações no experimento em duna de areia.**

$t$ $h$	$z$ 0,05 m	$z$ 0,10 m	$z$ 0,15 m	$z$ 0,20 m	$z$ 0,30 m	$z$ 0,40 m	$z$ 0,50 m	$z$ 0,60 m	$z$ 0,70 m	$z$ 0,80 m	$z$ 0,90 m	$z$ 1,00 m
0,08333	- 43,2	- 97,9	- 144,0	- 214,0	- 433,0	- 623,0	- 689,0	- 712,0	- 727,0	- 742,0	- 746,0	- 756,0
0,16667	- 18,9	- 47,5	- 67,5	- 120,0	- 217,0	- 344,0	- 475,0	- 685,0	- 832,0	- 867,0	- 867,0	- 881,0
0,33333	- 10,1	- 23,0	- 33,1	- 50,4	- 86,4	- 124,0	- 161,0	- 215,0	- 284,0	- 369,0	- 422,0	- 485,0
0,66667	- 3,24	- 8,64	- 12,0	- 17,3	- 27,4	- 40,3	- 53,3	- 69,1	- 80,6	- 99,4	- 118,0	- 147,0
2	- 1,08	- 2,52	- 3,41	- 5,28	- 7,8	- 10,9	- 13,2	- 16,2	- 20,0	- 23,2	- 26,6	- 30,0
4	- 0,3	- 0,72	- 1,32	- 1,92	- 3,36	- 4,44	- 5,88	- 7,2	- 8,4	- 9,84	- 10,6	- 13,4
12	- 0,1	- 0,26	- 0,38	- 0,52	- 0,7	- 1,1	- 1,28	- 1,55	- 1,8	- 2,13	- 2,48	- 2,9
48	- 0,018	- 0,025	- 0,053	- 0,06	- 0,125	- 0,15	- 0,2	- 0,275	- 0,275	- 0,325	- 0,375	- 0,425
144	- 0,005	- 0,0075	- 0,01	- 0,0125	- 0,0175	- 0,0225	- 0,0275	- 0,0275	- 0,0375	- 0,0475	- 0,0625	- 0,0825

FONTE: CHO et al. (1977)

**Anexo 5. Valores de umidade ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ) em função da profundidade (z) e do tempo (t) de redistribuição da água, obtidos a partir de leitura de tensiômetros e curvas de retenção, no experimento em latossolo vermelho amarelo textura média.**

<i>t</i> <i>h</i>	<i>z</i> 0,15 m	<i>z</i> 0,30 m	<i>z</i> 0,45 m	<i>z</i> 0,60 m	<i>z</i> 0,75 m	<i>z</i> 0,90 m	<i>z</i> 1,05 m	<i>z</i> 1,20 m	<i>z</i> 1,35 m
0	0,390	0,400	0,409	0,427	0,395	0,383	0,383	0,396	0,391
0,25	0,370	0,388	0,392	0,412	0,380	0,368	0,370	0,380	0,377
0,50	0,350	0,382	0,380	0,408	0,375	0,355	0,358	0,372	0,367
0,75	0,338	0,378	0,375	0,405	0,368	0,350	0,348	0,368	0,362
1	0,325	0,375	0,368	0,400	0,362	0,338	0,342	0,360	0,357
1,25	0,318	0,372	0,362	0,398	0,355	0,332	0,332	0,358	0,352
1,50	0,310	0,368	0,355	0,392	0,350	0,328	0,325	0,355	0,347
1,75	0,305	0,362	0,352	0,390	0,345	0,320	0,320	0,348	0,342
2	0,295	0,360	0,345	0,388	0,338	0,318	0,318	0,345	0,340
2,50	0,292	0,358	0,338	0,385	0,332	0,312	0,310	0,338	0,335
3	0,290	0,355	0,332	0,372	0,328	0,305	0,300	0,330	0,330
4	0,280	0,350	0,322	0,365	0,315	0,292	0,292	0,322	0,320
5	0,275	0,348	0,312	0,360	0,310	0,290	0,282	0,318	0,310
6	0,270	0,345	0,308	0,355	0,305	0,288	0,275	0,312	0,305
9	0,265	0,342	0,302	0,348	0,292	0,280	0,265	0,305	0,295
12	0,262	0,338	0,300	0,345	0,282	0,275	0,260	0,302	0,290
24	0,252	0,325	0,292	0,325	0,265	0,262	0,248	0,275	0,267
36	0,245	0,318	0,285	0,315	0,248	0,250	0,238	0,262	0,255
48	0,238	0,310	0,275	0,305	0,240	0,245	0,232	0,253	0,247
72	0,230	0,300	0,265	0,292	0,225	0,232	0,225	0,240	0,238
96	0,225	0,292	0,258	0,288	0,218	0,228	0,222	0,235	0,232
120	0,220	0,285	0,253	0,280	0,212	0,222	0,220	0,229	0,227
240	0,206	0,270	0,240	0,260	0,198	0,212	0,212	0,218	0,220
360	0,198	0,258	0,232	0,248	0,192	0,205	0,210	0,212	0,212
480	0,192	0,250	0,228	0,240	0,190	0,201	0,205	0,203	0,210

FONTE: LIBARDI (1978)

**Anexo 6. Valores de tensão da água no solo (mH<sub>2</sub>O) em função da profundidade (z) e do tempo (t) de redistribuição da água, obtidos mediante uso de tensiômetros, no experimento em latossolo vermelho amarelo textura média.**

<i>t</i> <i>h</i>	<i>z</i> 0,15 m	<i>z</i> 0,30 m	<i>z</i> 0,45 m	<i>z</i> 0,60 m	<i>z</i> 0,75 m	<i>z</i> 0,90 m	<i>z</i> 1,05 m	<i>z</i> 1,20 m	<i>z</i> 1,35 m
0	- 0,020	- 0,015	- 0,020	- 0,015	- 0,025	- 0,025	- 0,027	- 0,040	- 0,030
0,25	- 0,060	- 0,045	- 0,065	- 0,045	- 0,045	- 0,065	- 0,075	- 0,075	- 0,065
0,50	- 0,093	- 0,070	- 0,100	- 0,075	- 0,075	- 0,105	- 0,115	- 0,107	- 0,090
0,75	- 0,125	- 0,090	- 0,130	- 0,095	- 0,105	- 0,135	- 0,153	- 0,137	- 0,115
1	- 0,153	- 0,110	- 0,157	- 0,117	- 0,128	- 0,168	- 0,188	- 0,167	- 0,137
1,25	- 0,177	- 0,132	- 0,187	- 0,135	- 0,150	- 0,195	- 0,220	- 0,193	- 0,157
1,50	- 0,197	- 0,147	- 0,210	- 0,155	- 0,175	- 0,222	- 0,252	- 0,217	- 0,177
1,75	- 0,215	- 0,165	- 0,233	- 0,170	- 0,195	- 0,248	- 0,277	- 0,243	- 0,195
2	- 0,230	- 0,180	- 0,257	- 0,187	- 0,215	- 0,272	- 0,300	- 0,267	- 0,213
2,50	- 0,257	- 0,205	- 0,290	- 0,215	- 0,250	- 0,317	- 0,234	- 0,307	- 0,245
3	- 0,283	- 0,225	- 0,320	- 0,245	- 0,285	- 0,355	- 0,378	- 0,340	- 0,275
4	- 0,320	- 0,258	- 0,373	- 0,295	- 0,340	- 0,412	- 0,438	- 0,395	- 0,327
5	- 0,353	- 0,282	- 0,418	- 0,327	- 0,380	- 0,455	- 0,485	- 0,437	- 0,375
6	- 0,375	- 0,297	- 0,445	- 0,347	- 0,410	- 0,482	- 0,520	- 0,467	- 0,407
9	- 0,415	- 0,325	- 0,487	- 0,370	- 0,485	- 0,528	- 0,597	- 0,508	- 0,477
12	- 0,425	- 0,340	- 0,500	- 0,380	- 0,525	- 0,545	- 0,635	- 0,525	- 0,510
24	- 0,500	- 0,430	- 0,560	- 0,505	- 0,620	- 0,660	- 0,740	- 0,700	- 0,660
36	- 0,600	- 0,520	- 0,660	- 0,610	- 0,740	- 0,745	- 0,860	- 0,810	- 0,755
48	- 0,680	- 0,600	- 0,750	- 0,680	- 0,820	- 0,825	- 0,930	- 0,870	- 0,820
72	- 0,805	- 0,700	- 0,870	- 0,770	- 0,945	- 0,950	- 1,030	- 0,980	- 0,930
96	- 0,900	- 0,795	- 0,970	- 0,860	- 1,050	- 1,040	- 1,100	- 1,060	- 1,015
120	- 0,980	- 0,880	- 1,050	- 0,920	- 1,110	- 1,090	- 1,145	- 1,120	- 1,075
240	- 1,280	- 1,165	- 1,280	- 1,170	- 1,330	- 1,300	- 1,280	- 1,305	- 1,235
360	- 1,490	- 1,390	- 1,440	- 1,360	- 1,460	- 1,440	- 1,365	- 1,435	- 1,340
480	- 1,650	- 1,560	- 1,580	- 1,505	- 1,560	- 1,540	- 1,465	- 1,525	- 1,425

FONTE: LIBARDI (1978)

**Anexo 7. Programa 1: Programa de computação desenvolvido na linguagem BASIC de programação (Beginner's All-purpose Symbolic Instructional Code) por PREVEDELLO (1996) para avaliação do processo de redistribuição da água, para os dados do experimento de CHO (1977) em duna de areia.**

```

5 REM "PROGRAMA 1-REDISTRIBUIÇÃO NA AREIA MARINHA"
10 N=13
15 CLS
30 X=N+1: DIM B(X), F (X), P (X), Z (X), CAM (X), INC (X), U (X), UD (X), K (X), VA
(X), UR (X), EE (X), KS (X), PAR (X), L (X), US (X), V (X), M (X), A (X), GRAU (X),
RAA (X), RAB (X), RAC (X), FL (X)
31 FOR I=1 TO N: READ U (I): NEXT
32 DATA .235, .235, .268, .280, .302, .317, .325, .322, .324, .328, .325, .323, .322
33 FOR I=1 TO N: READ KS (I): NEXT
39 DATA 1300, 1300, 1460, 1420, 968, 1220, 1270, 1250, 1400, 1390, 1400, 1340, 1140
40 FOR I=1 TO N: KS (I)=KS (I)/(86400!*100): NEXT
70 FOR I=1 TO N: READ UR (I): NEXT
75 DATA .067, .067, .070, .072, .072, .072, .072, .076, .079, .081, .081, .084, .092
77 FOR I=1 TO N: READ A (I): NEXT
78 DATA 3.9360, 3.9360, 5.9332, 5.4539, 4.6381, 4.2470, 3.9494, 3.7819, 3.8693, 4.1017,
3.9795, 4.3281, 3.6441
80 FOR I=1 TO N: READ US (I): NEXT
85 DATA .235, .235, .268, .280, .302, .317, .325, .322, .324, .328, .325, .323, .322
87 FOR I=1 TO N: READ V (I): NEXT
88 DATA 5.154737, 5.154737, 3.294762, 3.854692, 4.623251, 5.425310, 8.167279,
8.818719, 10.974783, 9.161164, 8.587824, 8.290498, 8.854258
90 FOR I=1 TO N: M (I)=1-1/ V (I): NEXT
100 D$= "#. ##      #. ###      ##. ###      #####. ### #"
105 FOR I=1 TO N: READ Z(I): NEXT
107 DATA 0, .05, .1, .15, .2, .3, .4, .5, .6, .7, .8, .9, 1
108 FOR I=1 TO N
109 L (I)=V (I) - 1
110 EE (I)=2+2.5*L (I)
115 NEXT
120 Z (0)=0 : Z (1)=0
130 FOR I=1 TO N
160 CAM (I)=Z (I) - Z (I-1)
170 NEXT
175 FOR I=1 TO N: READ P (I): NEXT
176 DATA -.066, -.066, -.034, -.044, -.043, -.106, -.126, -.143, -.147, -.129, -.129, -.120, -.14
178 FOR I=1 TO N: PAR (I)=P (I): NEXT
180 P (N+1)=P (N): Z (0)= -1E+10: Z (N+1)= 1E+10
181 K (N+1)=KS (N)*(((1-((A (N)*ABS ( P (N)))^(V (N)-1))*((1+ (A (N)*ABS (P (N)))^V
(N))^(M (N))))^2)/((1+ (A (N)*ABS (P (N)))^V (N))^(M (N)/2)))
182 FOR I=1 TO N
183 UD (I)=U (I)
184 NEXT
200 K (0)=0: GOTO 455
452 CLS

```



```

455 PRINT "TEMPO ZERO DA REDISTRIBUIÇÃO"
470 PRINT TAB (0); "z : m"; TAB (10); "u: m3/m3"; TAB (22); "t: mH2O"
480 FOR I=2 TO N
485 PRINT USING D$; Z (I); UD (I); P (I): U (I)=UD (I): NEXT
1210 DT=.0833333333333333#: DT=DT*3600: TR=TR+DT/60: IT=DT
1212 PRINT "CALCULANDO OS PERFIS PARA O TEMPO"; TR; "min"
1226 SOM=0
1227 FOR I=1 TO N
1228 K (I)=KS (I)*(((1-((A (I)*ABS (P (I)))^(V (I)-1))*((1+(A (I)*ABS (P (I)))^V (I))^(- M
(I))))^2)/((1+ (A (I)*ABS (P (I)))^V(I))^M (I)/2)))
1229 NEXT
1230 FOR I=1 TO N
1250 RAA (I)=1/((1+(-A(I)*P (I))^V (I))^M (I))
1252 RAB (I)=(1- (RAA (I))^(1/ M(I)))^M (I)
1255 RAC (I)=RAB (I)*(RAA (I))^(1/ M(I))*(-A (I))*M (I)*(US (I) - UR (I))
1257 GRAU (I)=(RAC (I))/ (1-M(I))
1259 VA (I)= - CAM (I)*GRAU (I)/ IT
1270 B (I)=K (I)/ (Z (I) - Z (I-1))+K (I)/ (Z (I+1) - Z (I))+VA (I) - EE (I)*K (I)/ P(I)
1280 F (I)=(P (I)*K (I)/ (1-EE (I))-P (I-1)*K (I-1)/ (1-EE (I-1)))/ (Z (I) - Z (I-1)) - (P (I+1)*
K (I+1)/ (1-EE (I+1)) - P (I)*K (I)/ (1-EE (I)))/ (Z (I+1) - Z (I))+CAM (I)*(UD (I)-U (I))/
IT-(K (I-1) - K (I))
1285 FL (I)= - (P (I+1)*K (I+1)/ (1-EE (I+1))-P (I)*K (I)/ (1-EE (I)))/ (Z (I+1) - Z (I))-K (I)
1300 SOM=SOM+ABS (F (I))
1332 NEXT
1345 FOR I=1 TO N
1348 P (I)=P (I) - F (I)/ B (I): IF P (I) > PAR (I) THEN P (I)=PAR (I)
1350 NEXT
1375 FOR I=1 TO N: UD (I)=((US (I) - UR (I))*(1/ ((1+(A (I)*ABS (P (I)))^(V (I)))^M(I))))
+ UR (I)
1378 NEXT
1380 IF SOM > 1E-09 THEN GOTO 1226
1450 PRINT
1460 PRINT "TEMPO";TR; "min"; "=: TR/ 60; "h"
1465 IF TR=5 OR TR=10 OR TR=15 OR TR=20 OR TR=30 OR TR=40 OR TR=50 OR
TR=60 OR TR=120 OR TR=180 OR TR=240 OR TR=300 OR TR=360 OR TR=720 OR
TR=1080 OR TR=2880 OR TR=4320 OR TR=5760 OR TR=7200 OR TR=8640 OR
TR=10080 THEN GOTO 1467
1466 FOR I=1 TO N: U (I)=UD (I): NEXT: GOTO 1210
1467 PRINT "TEMPO"; TR; "min" "=: TR/ 60; "h"
1470 PRINT TAB (0); "z:m";TAB (10); "u:m3/m3"; TAB (23); "t:mH2O"; TAB (33); "q:
cm/d"
1480 FOR I=2 TO N
1485 PRINT USING D$; Z (I); UD (I); P (I); FL (I)*86400!*100:U (I)=UD (I)
1488 NEXT
1510 GOTO 1210

```

**Anexo 8. Programa 2: Programa de computação desenvolvido na linguagem BASIC de programação (Beginner's All-purpose Symbolic Instructional Code) por PREVEDELLO (1996) para avaliação do processo de redistribuição da água, para os dados do experimento de LIBARDI (1978) em latossolo vermelho amarelo textura média.**

```

5 REM "PROGRAMA 2-REDISTRIBUIÇÃO NO LATOSSOLO"
11 N=10
15 CLS
30 X=N+1: DIM B (X), F (X), P (X), Z (12), CAM (X), INC (X), U (X), UD (X), K (X), VA
(X), UR (X), EE (X), KS (X), PAR (X), L (X), US (X), V (X), M (X), A (X), FL (X)
31 FOR I=1 TO N: READ U (I): NEXT
32 DATA .39,.39, .4, .409, .427, .395, .383, .383, .396, .391
35 FOR I=1 TO N: READ KS (I): NEXT
40 DATA 6.38, 86, 13, 16, 8, 13, 18.5, 19, 8, 16
45 FOR I=1 TO N: KS (I)=KS (I)/ (360000!): NEXT
70 FOR I=1 TO N: READ UR (I): NEXT
75 DATA .11836241, .11836241, .0, .05159368, .0, .0, .0, .07838174, .0, .0
77 FOR I=1 TO N: READ A (I): NEXT
78 DATA 7.63196177, 7.63196177, 3.91363637, 4.28139500, 3.03617376, 3.25600375,
3.7664350, 3.50042977, 2.49513307, 3.41046319
80 FOR I=1 TO N: READ US (I): NEXT
85 DATA .39, .39, .4, .409, .427, .395, .383, .383, .396, .391
87 FOR I=1 TO N: READ V (I): NEXT
88 DATA 1.49107805, 1.49107805, 1.21122418, 1.36106035, 1.35421922, 1.43758263,
1.35139582, 1.52662336, 1.45586450, 1.37767914
90 FOR I=1 TO N: M (I)=1-1/ V (I): NEXT
92 FOR I=1 TO N: READ P (I): NEXT
95 DATA -.02, -.02, -.015, -.02, -.015, -.025, -.025, -.027, -.04, -.03
100 D$= "#. ##      #. ###      #.#. ###      #####. #####"
105 FOR I=1 TO N: READ Z (I): NEXT
107 DATA 0, .15, .30, .45, .6, .75, .9, 1.05, 1.20, 1.35
108 FOR I=1 TO N
109 L (I)=V (I)-1
110 EE (I)=2 + 2.5*L(I)
115 NEXT
120 Z (0)=0: Z (1)=0
130 FOR I=1 TO N
145 UD (I)=U (I)
160 CAM (I)=Z (I) - Z (I-1)
170 NEXT
179 FOR I=1 TO N: PAR (I)=P (I): NEXT
180 P (N+1)=P (N): Z (0)= - 1E+10: Z (N+1)= 1E+10
181 K (N+1)=KS (N)*(((1-(((A (N)*ABS (P (N)))^(V (N)-1))*((1+((A(N)*ABS (P(N)))^(V
(N))))^(M (N))))^2)/ ((1+((A (N)*ABS (P (N)))^(V (N))))^(M (N)/ 2)))
182 FOR I=1 TO N
185 UD (I)=U (I)
186 NEXT
200 K (0)=0: GOTO 455

```

```

452 CLS
455 PRINT "TEMPO ZERO DA REDISTRIBUIÇÃO"
470 PRINT TAB (0); "z:m"; TAB (10); "u: m3/m3"; TAB (22); "t: mH2O"
480 FOR I=2 TO N
485 PRINT USING D$; Z (I); UD (I); P (I): U (I)=UD (I): NEXT
490 IF T=0 THEN GOTO 1210
505 PRINT "CALCULANDO OS PERFIS PARA O TEMPO"; T+IT/ 60; "min"
1210 DT=1: DT=DT*3600: TR=TR+DT/ 60: IT=DT
1212 PRINT "CALCULANDO OS PERFIS PARA O TEMPO"; TR; "min"
1226 SOM=0
1227 FOR I=1 TO N
1228 K (I)=KS (I)*(((1-(((A (I)*ABS (P (I)))^(V (I) -1))*((1+ ((A (I)*ABS (P (I)))^(V (I)))^(- M (I))))^2)/ ((1+((A (I)*ABS (P (I)))^(V(I)))^(M (I)/ 2))))
1229 NEXT
1230 FOR I=1 TO N
1250 RAA (I)=1/ ((1+ (A (I)*P(I))^V (I))^M (I))
1252 RAB (I)=(1- (RAA (I))^(1/ M(I)))^M (I)
1255 RAC (I)=RAB (I)*(RAA (I))^(1/ M (I))*(- A (I))*M (I)*(US (I) - UR (I))
1257 GRAU (I)=(RAC (I))/ (1-M (I))
1259 VA (I)= - CAM (I)*GRAU (I)/ IT
1270 B (I)=K (I)/ (Z (I) - Z (I-1))+K (I)/ (Z (I+1) - Z (I))+VA (I) -EE (I)*K (I)/ P (I)
1280 F (I)=(P (I)*K (I)/ (1-EE (I))-P (I-1)*K (I-1)/ (1-EE (I-1)))/ (Z (I) - Z (I-1))-(P (I+1)* K (I+1)/ (1-EE (I+1))-P (I)*K (I)/ (1-EE (I)))/ (Z (I+1) - Z (I))+CAM (I)*(UD (I) - U (I))/ IT-(K (I-1)-K(I))
1285 FL (I)= - (P (I+1)*K (I+1)/ (1-EE (I+1))-P (I)*K (I)/ (1-EE (I)))/ (Z (I+1) - Z (I))-K (I)
1300 SOM=SOM+ABS (F (I))
1332 NEXT
1345 FOR I=1 TO N
1348 P (I)=P (I) - F (I)/ B (I): IF P (I)>PAR (I) THEN P (I)=PAR (I)
1350 NEXT
1375 FOR I=1 TO N: UD (I)=((US (I)-UR (I))*(1/ ((1+ (A (I)*ABS (P (I)))^(V (I)))^M (I))))+UR (I)
1376 NEXT
1380 IF SOM>1E-09 THEN GOTO 1226
1450 PRINT
1460 PRINT "TEMPO"; TR; "min"; "=", TR/ 60; "h"
1465 IF TR=60 OR TR=120 OR TR=180 OR TR=360 OR TR=720 OR TR=1440 OR TR=2160 OR TR=2880 OR TR=4320 OR TR=5760 OR TR=7200 OR TR=14400 OR TR=21600 OR TR=28800 THEN GOTO 1470
1466 FOR I=1 TO N: U (I)=UD (I): NEXT: GOTO 1210
1470 PRINT TAB (0); "z:m"; TAB (10); "u:m3/m3"; TAB (23); "t:mH2O"; TAB (35); "q:cm/d"
1480 FOR I=2 TO N
1490 PRINT USING D$; Z (I); UD (I); P (I); FL (I)*86400!*100:U (I)=UD (I)
1505 NEXT
1510 GOTO 1210

```

**Anexo 9. Conversão da simbologia matemática utilizada no presente trabalho para a linguagem BASIC dos programas 1 e 2.**

$$\theta_i^j = U(I)$$

$$K_S = KS(I)$$

$$\theta_r = UR(I)$$

$$\alpha = A(I)$$

$$\theta_s = US(I)$$

$$n = V(I)$$

$$m = M(I)$$

$$\psi_{mi} = P/\rho g = P(I)$$

$$z_i = Z(I)$$

$$\lambda = L(I)$$

$$EE = EE(I)$$

$$\theta_i^{j+1} = UD(I)$$

PAR(I) = Pressão de entrada de ar ( $\psi_{mi}$  no tempo zero de redistribuição da água)

$$\Delta t = IT$$

$$q = FL(I)$$

**Anexo 10. Valores de umidade ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ), em função da profundidade ( $z$ ) e do tempo ( $t$ ) de redistribuição da água, obtidos mediante programa 1 para o experimento em duna de areia.**

$t$ $h$	$z$ 0,05 m	$z$ 0,10 m	$z$ 0,15 m	$z$ 0,20 m	$z$ 0,30 m	$z$ 0,40 m	$z$ 0,50 m	$z$ 0,60 m	$z$ 0,70 m	$z$ 0,80 m	$z$ 0,90 m	$z$ 1,00 m
0,0833	0,158	0,202	0,217	0,256	0,266	0,279	0,286	0,289	0,301	0,302	0,307	0,317
0,1667	0,133	0,172	0,186	0,220	0,232	0,245	0,255	0,260	0,274	0,278	0,286	0,300
0,25	0,122	0,156	0,169	0,198	0,209	0,220	0,231	0,237	0,252	0,257	0,267	0,281
0,3333	0,114	0,146	0,157	0,183	0,193	0,202	0,214	0,219	0,234	0,240	0,250	0,265
0,5	0,106	0,133	0,142	0,163	0,172	0,179	0,189	0,195	0,209	0,214	0,225	0,239
0,6667	0,101	0,126	0,133	0,151	0,158	0,164	0,173	0,178	0,191	0,197	0,207	0,221
0,8333	0,097	0,120	0,127	0,143	0,149	0,153	0,162	0,167	0,179	0,184	0,194	0,207
1	0,095	0,116	0,123	0,137	0,142	0,145	0,154	0,158	0,170	0,175	0,183	0,196
2	0,087	0,104	0,108	0,118	0,121	0,122	0,129	0,132	0,141	0,145	0,152	0,163
3	0,084	0,098	0,102	0,110	0,111	0,112	0,118	0,121	0,129	0,132	0,138	0,148
4	0,082	0,095	0,098	0,105	0,106	0,106	0,112	0,115	0,121	0,124	0,130	0,140
5	0,080	0,093	0,096	0,101	0,102	0,102	0,107	0,110	0,117	0,119	0,124	0,134
6	0,079	0,091	0,094	0,099	0,099	0,099	0,104	0,107	0,113	0,115	0,121	0,130
12	0,076	0,086	0,088	0,091	0,091	0,091	0,095	0,098	0,103	0,104	0,109	0,118
18	0,074	0,083	0,085	0,088	0,088	0,087	0,091	0,094	0,098	0,099	0,104	0,113
24	0,073	0,081	0,084	0,086	0,086	0,085	0,089	0,092	0,096	0,097	0,101	0,109
48	0,072	0,078	0,080	0,082	0,082	0,081	0,085	0,088	0,091	0,092	0,096	0,104
72	0,071	0,077	0,079	0,080	0,080	0,079	0,083	0,086	0,089	0,090	0,093	0,101
96	0,070	0,076	0,078	0,079	0,079	0,078	0,082	0,085	0,088	0,088	0,092	0,100
120	0,070	0,076	0,077	0,078	0,078	0,077	0,081	0,084	0,087	0,087	0,091	0,099
144	0,070	0,075	0,077	0,078	0,077	0,077	0,081	0,084	0,086	0,087	0,090	0,098
168	0,070	0,075	0,077	0,077	0,077	0,076	0,081	0,083	0,086	0,086	0,090	0,098

**Anexo 11. Valores de tensão da água (mH<sub>2</sub>O), em função da profundidade (z) e do tempo (t) de redistribuição da água, obtidos mediante programa 1 para o experimento em duna de areia.**

<i>t</i> <i>h</i>	<i>z</i> 0,05 m	<i>z</i> 0,10 m	<i>z</i> 0,15 m	<i>z</i> 0,20 m	<i>z</i> 0,30 m	<i>z</i> 0,40 m	<i>z</i> 0,50 m	<i>z</i> 0,60 m	<i>z</i> 0,70 m	<i>z</i> 0,80 m	<i>z</i> 0,90 m	<i>z</i> 1,00 m
0,0833	- 0,261	- 0,160	- 0,162	- 0,170	- 0,192	- 0,214	- 0,220	- 0,222	- 0,197	- 0,196	- 0,171	- 0,179
0,1667	- 0,297	- 0,197	- 0,194	- 0,202	- 0,219	- 0,235	- 0,240	- 0,238	- 0,215	- 0,216	- 0,192	- 0,216
0,25	- 0,315	- 0,221	- 0,214	- 0,222	- 0,237	- 0,248	- 0,253	- 0,248	- 0,227	- 0,229	- 0,204	- 0,234
0,3333	- 0,329	- 0,238	- 0,229	- 0,237	- 0,250	- 0,257	- 0,262	- 0,255	- 0,235	- 0,238	- 0,213	- 0,246
0,5	- 0,349	- 0,264	- 0,251	- 0,257	- 0,268	- 0,270	- 0,275	- 0,264	- 0,246	- 0,251	- 0,226	- 0,262
0,6667	- 0,363	- 0,283	- 0,266	- 0,272	- 0,281	- 0,279	- 0,284	- 0,271	- 0,254	- 0,260	- 0,235	- 0,272
0,8333	- 0,374	- 0,298	- 0,279	- 0,283	- 0,291	- 0,285	- 0,290	- 0,276	- 0,260	- 0,266	- 0,241	- 0,280
1	- 0,383	- 0,310	- 0,289	- 0,292	- 0,299	- 0,291	- 0,296	- 0,281	- 0,265	- 0,272	- 0,247	- 0,286
2	- 0,418	- 0,360	- 0,329	- 0,327	- 0,330	- 0,311	- 0,315	- 0,296	- 0,283	- 0,292	- 0,266	- 0,308
3	- 0,439	- 0,392	- 0,354	- 0,348	- 0,349	- 0,323	- 0,326	- 0,304	- 0,293	- 0,303	- 0,276	- 0,320
4	- 0,454	- 0,415	- 0,372	- 0,363	- 0,362	- 0,331	- 0,334	- 0,310	- 0,300	- 0,310	- 0,284	- 0,328
5	- 0,465	- 0,434	- 0,387	- 0,375	- 0,372	- 0,337	- 0,340	- 0,314	- 0,305	- 0,316	- 0,290	- 0,334
6	- 0,475	- 0,450	- 0,399	- 0,385	- 0,381	- 0,342	- 0,345	- 0,318	- 0,309	- 0,321	- 0,294	- 0,340
12	- 0,514	- 0,516	- 0,448	- 0,425	- 0,415	- 0,362	- 0,364	- 0,332	- 0,326	- 0,340	- 0,312	- 0,359
18	- 0,538	- 0,558	- 0,479	- 0,449	- 0,435	- 0,374	- 0,375	- 0,340	- 0,336	- 0,351	- 0,323	- 0,370
24	- 0,556	- 0,590	- 0,502	- 0,467	- 0,450	- 0,382	- 0,383	- 0,346	- 0,343	- 0,359	- 0,330	- 0,379
48	- 0,600	- 0,675	- 0,563	- 0,513	- 0,489	- 0,403	- 0,403	- 0,360	- 0,360	- 0,378	- 0,349	- 0,399
72	- 0,628	- 0,729	- 0,601	- 0,542	- 0,512	- 0,416	- 0,415	- 0,369	- 0,370	- 0,390	- 0,360	- 0,411
96	- 0,649	- 0,771	- 0,630	- 0,564	- 0,530	- 0,425	- 0,423	- 0,375	- 0,377	- 0,398	- 0,368	- 0,419
120	- 0,661	- 0,805	- 0,653	- 0,581	- 0,544	- 0,433	- 0,430	- 0,380	- 0,383	- 0,405	- 0,375	- 0,426
144	- 0,679	- 0,834	- 0,673	- 0,596	- 0,555	- 0,439	- 0,436	- 0,384	- 0,388	- 0,410	- 0,380	- 0,432
168	- 0,690	- 0,859	- 0,690	- 0,608	- 0,565	- 0,444	- 0,440	- 0,387	- 0,392	- 0,415	- 0,384	- 0,437

**Anexo 12. Valores de umidade ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ) em função da profundidade (z) e do tempo (t) de redistribuição da água, obtidos mediante programa 2 para o experimento em latossolo vermelho amarelo textura média.**

$t$ $h$	$z$ 0,15 m	$z$ 0,30 m	$z$ 0,45 m	$z$ 0,60 m	$z$ 0,75 m	$z$ 0,90 m	$z$ 1,05 m	$z$ 1,20 m	$z$ 1,35 m
1	0,304	0,392	0,384	0,421	0,373	0,367	0,351	0,391	0,378
2	0,279	0,378	0,367	0,410	0,357	0,355	0,336	0,382	0,368
3	0,268	0,368	0,355	0,400	0,345	0,345	0,326	0,372	0,359
6	0,253	0,349	0,335	0,379	0,321	0,324	0,308	0,351	0,340
12	0,242	0,331	0,316	0,355	0,296	0,302	0,288	0,326	0,317
24	0,234	0,314	0,298	0,330	0,271	0,279	0,269	0,299	0,292
36	0,229	0,305	0,288	0,316	0,257	0,267	0,258	0,283	0,278
48	0,226	0,298	0,281	0,307	0,248	0,258	0,251	0,272	0,268
72	0,222	0,289	0,272	0,293	0,235	0,246	0,241	0,257	0,255
96	0,219	0,283	0,265	0,284	0,227	0,237	0,234	0,247	0,246
120	0,217	0,278	0,260	0,277	0,220	0,231	0,229	0,239	0,238
240	0,209	0,263	0,245	0,256	0,201	0,212	0,214	0,216	0,218
360	0,205	0,255	0,237	0,244	0,190	0,202	0,206	0,204	0,206
480	0,203	0,249	0,231	0,236	0,183	0,195	0,200	0,195	0,198

**Anexo 13. Valores de tensão da água no solo (mH<sub>2</sub>O) em função da profundidade (z) e do tempo (t) de redistribuição da água, obtidos mediante programa 2 para o experimento em latossolo vermelho amarelo textura média.**

<i>t</i> <i>h</i>	<i>z</i> 0,15 m	<i>z</i> 0,30 m	<i>z</i> 0,45 m	<i>z</i> 0,60 m	<i>z</i> 0,75 m	<i>z</i> 0,90 m	<i>z</i> 1,05 m	<i>z</i> 1,20 m	<i>z</i> 1,35 m
1	- 0,222	- 0,044	- 0,098	- 0,039	- 0,101	- 0,074	- 0,150	- 0,044	- 0,066
2	- 0,328	- 0,105	- 0,162	- 0,087	- 0,160	- 0,121	- 0,209	- 0,096	- 0,108
3	- 0,394	- 0,155	- 0,208	- 0,128	- 0,205	- 0,159	- 0,250	- 0,140	- 0,142
6	- 0,502	- 0,260	- 0,300	- 0,219	- 0,302	- 0,244	- 0,335	- 0,236	- 0,220
12	- 0,605	- 0,385	- 0,407	- 0,337	- 0,424	- 0,358	- 0,442	- 0,363	- 0,326
24	- 0,710	- 0,529	- 0,533	- 0,482	- 0,572	- 0,503	- 0,574	- 0,520	- 0,465
36	- 0,776	- 0,627	- 0,617	- 0,580	- 0,672	- 0,604	- 0,664	- 0,629	- 0,563
48	- 0,826	- 0,703	- 0,683	- 0,657	- 0,750	- 0,684	- 0,734	- 0,714	- 0,642
72	- 0,902	- 0,824	- 0,786	- 0,778	- 0,872	- 0,811	- 0,842	- 0,847	- 0,767
96	- 0,961	- 0,921	- 0,867	- 0,874	- 0,967	- 0,913	- 0,926	- 0,952	- 0,868
120	- 1,010	- 1,004	- 0,935	- 0,954	- 1,046	- 0,999	- 0,997	- 1,040	- 0,953
240	- 1,182	- 1,308	- 1,182	- 1,246	- 1,331	- 1,314	- 1,248	- 1,356	- 1,265
360	- 1,301	- 1,528	- 1,356	- 1,452	- 1,530	- 1,538	- 1,420	- 1,575	- 1,486
480	- 1,394	- 1,708	- 1,495	- 1,617	- 1,687	- 1,719	- 1,556	- 1,750	- 1,665



**Anexo 14. Valores de densidade de fluxo ( $q$ ) (cm/dia) em função da profundidade ( $z$ ) e do tempo ( $t$ ) de redistribuição da água, obtidos mediante programa 1 para o experimento em duna de areia.**

$t$ $h$	$z$ 0,05 m	$z$ 0,10 m	$z$ 0,15 m	$z$ 0,20 m	$z$ 0,30 m	$z$ 0,40 m	$z$ 0,50 m	$z$ 0,60 m	$z$ 0,70 m	$z$ 0,80 m	$z$ 0,90 m	$z$ 1,00 m
0,08333	-186,4777	-238,5817	-311,4646	-395,9662	-497,0031	-653,9438	-734,5790	-872,2842	-947,5518	-983,0361	-1036,969	-1052,197
0,16667	-78,9221	-99,6528	-142,9858	-195,3533	-265,9684	-382,4735	-454,1753	-568,6833	-643,2004	-691,5266	-767,1383	-801,3906
0,33333	-30,1798	-36,0586	-54,1773	-76,7558	-110,4383	-171,1125	-212,4595	-281,2205	-331,1705	-369,5622	-427,8764	-458,7604
0,66667	-11,2917	-12,4040	-18,8083	-26,8754	-38,9636	-62,8647	-79,5050	-109,0615	-131,6260	-150,3881	-178,8099	-194,6049
2	-2,4463	-2,3087	-3,4667	-4,9180	-6,8798	-11,3305	-14,2149	-19,8856	-24,1389	-27,7749	-33,4007	-36,4727
4	-0,9512	-0,8137	-1,2131	-1,7128	-2,3295	-3,8617	-4,7873	-6,7240	-8,1245	-9,3152	-11,1894	-12,1836
12	-0,2163	-0,1580	-0,2339	-0,3295	-0,4294	-0,7211	-0,8769	-1,2376	-1,4811	-1,6845	-2,0140	-2,1806
48	-0,0335	-0,0199	-0,0295	-0,0418	-0,0518	-0,0892	-0,1061	-0,1508	-0,1782	-0,2005	-0,2380	-0,2559
144	-0,0076	-0,0038	-0,0056	-0,0081	-0,0097	-0,0172	-0,0201	-0,0288	-0,0336	-0,0375	-0,0443	-0,0473

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 1 ARMSTRONG, C. F. & WILSON, T. V. Computer model for moisture distribution in stratified soils under a trickle source. Transactions of the ASAE, 26: 1704 - 709, 1983.
- 2 BORATTO, F. BASIC para engenheiros e cientistas. 3.ed. Rio de Janeiro, Livros técnicos e Científicos. 1987. 135 p.
- 3 BRESLER, E.; HELLER, J.; DINER, N.; BEN-ASHER, I.; BRANDT, A. & GOLDBERG, D. Infiltration from a trickle source: II-Experimental data and theoretical predictions. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 35:683 - 689, 1971.
- 4 BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bul., 38:1 -61, 1907.
- 5 CADIMA, A.; LIBARDI, P. L. & REICHARDT, K. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica em um latossolo vermelho amarelo textura média, no campo. R. bras. Ci. Solo, Campinas, 4:63 - 66, 1980.
- 6 CHO, T.; NOMURA, Y.; YANO, T.; SKIKASHO, S. & INOUE, M. The use of neutron moisture meter in studies of soil water regimes - water management in a sand dune area. Tottori, Faculty of Agriculture, Tottori University, 1977. 48 p.
- 7 CUNHA, C. Métodos numéricos para as engenharias e ciências aplicadas. Campinas, UNICAMP, 1993, 265 p.
- 8 DARCY, H. Les fontaines publiques de la Ville de Dijon. Paris, Victor Dalmont, 1856.
- 9 DAY, P. R. & LUTHIN, J. N. A numerical solution of the differential equation of flow for a vertical drainage problem. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 20:443 - 447, 1956.
- 10 HANKS, R. J. & BOWERS, S. A. Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 26:530 - 534, 1962.
- 11 HANKS, R. J.; KLUTE, A. & BRESLER, E. A numeric method for estimating infiltration, redistribution, drainage, and evaporation of water from soil. Water Resour. Res. 5: 1064 - 1069, 1969.
- 12 HAVERKAMP, R.; VAUCLIN, M.; TOUMA, J.; WIRENGA, P. J. & VACHAUD, G. A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. Soil Sci. Soc. Amer. J. 41:285 - 294, 1977.
- 13 HILLEL, D. Fundamentals of soil physics. New York, Academic Press. Inc., 1980. 413 p.

- 14 HILLEL, D.; KRENTOS, V. D. & STYLIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.* 114:395 - 400, 1972.
- 15 HILLEL, D. *Soil and water: Physical principles and processes*. New York, Academic Press, 1971. 288 p.
- 16 JURY, W. A.; GARDNER, W. R. & GARDNER, W. H. *Soil physics*. 5.ed. New York, John Wiley & Sons, 1991. 328 p.
- 17 KIRKHAM, D. & POWERS, W. L. *Advanced soil physics*. New York, Wiley Inter Science, 1972. 534 p.
- 18 KLUTE, A. A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Soil Sci.* 73:105 - 116, 1952.
- 19 KLUTE, A. Soil water flow theory and its application in field situation. In: BRUCE, R. R., ed. *Field soil water regime*. Madison, Soil Sci. Soc. Amer., 1973. p. 9 - 35.
- 20 LIBARDI, P. L. *Condutividade hidráulica do solo em condições de campo*. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, 1978. 112 p. (Tese de Doutorado).
- 21 LIBARDI, P. L. *Dinâmica da água no solo*. Piracicaba, 1995. 497 p.
- 22 MILLER, E. E. & KLUTE, A. Dynamics of soil water - Part I - Mechanical forces. In: *Irrigation of agricultural lands*. Amer. Soc. Agron. Monograph II. Wisconsin, Madison, 1967. p. 209 - 244.
- 23 MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12:513 - 522, 1976.
- 24 PALL, R.; JARRETT, A. R. & MORROW, C. T. Transient soil moisture movement through layered soils using a finite element approach. *Transactions of the ASAE*. 24:678 - 683, 1981.
- 25 PERRENS, S. J. & WATSON, K. K. Numerical analysis of two-dimensional infiltration and redistribution. *Water Resour. Res.* 13:781 - 790, 1977.
- 26 PREVEDELLO, C. L. *Física do solo com problemas resolvidos*. Curitiba, C. L. Prevedello, 1996. 446 p.
- 27 PREVEDELLO, C. L. *Teoria do fluxo da água em solos não saturados: novos conceitos e aplicações*. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, 1987. 264 p. (Tese de Doutorado).
- 28 REICHARDT, K. Capacidade de campo. *R. bras. Ci. Solo*, Campinas, 12:211 - 216, 1988.

- 29 REICHARDT, K. Processo de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. 3. ed. Piracicaba, Fundação Cargill, 1975. 286 p.
- 30 REMSON, I; FUNGAROLI, A. A. & HORNBERGER, G. M. Numerical analysis of soil-moisture systems. Amer. Soc. Civil Eng. Proc. J. Irrig. Drain. Div., 3:153 - 166, 1967.
- 31 RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, 1:318-333. 1931.
- 32 RUBIN, J. Numerical method for analyzing hysteresis-affected, post-infiltration redistribution of soil moisture. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 31:13 - 20, 1967.
- 33 SLICHTER, C. S. Theoretical investigations of the motion of ground-water. U.S. Geol. Survey Ann. Rpt.19:295 -384, 1899.
- 34 STAPLE, W. J. Comparison of computed and mensured moisture redistribution following infiltration. Soil Sci. Amer. Proc. 33:840 - 847. 1969.
- 35 SWARTZENDRUBER, D. The flow of water in unsaturated soils in flow through porous media. New York, Academic Press. 1969.
- 36 VAN DER PLOEG, R. R. & BENECKE, P. Unsteady, unsaturated, n-dimensional moisture flow in soil: A computer simulation program. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 38:881- 885, 1974.
- 37 VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hidraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Amer. J., Madison, 44:892 - 898. 1980.
- 38 VELLIDIS, G.; SMAJSTRLA, A. G. & ZAZVETA, F. S. Soil water redistribution and extraction patterns of drip-irrigated tomatoes above a shallow water table. Transactions of the ASAE. 33(5):1525 - 1530, 1990.
- 39 VELLIDIS, G. & SMAJSTRLA, A. G. Modeling soil water redistribution and extration patterns of drip-irrigated tomatoes above a shallow water table. Transactions of the ASAE. 35(1):183 - 191, 1992.
- 40 ZAR, J. H. Biostatistical analysis. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, Inc., 1974. 620 p.